

# **Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der QBO auf die Atmosphäre**

–

## **eine Modellstudie**

**Dissertation zur Erlangung des Grades  
„Doktor der Naturwissenschaften“**  
am Fachbereich Geowissenschaften  
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

**Katja Bettina Matthes**

**im Oktober 2003**

**Gutachter:**

Prof. Dr. K. **Labitzke**  
Prof. Dr. U. **Cubasch**

Datum der Disputation: 25. November 2003



## Zusammenfassung

Diese Arbeit zeigt den Einfluss von 11-jährig variierenden solaren UV-Strahlungsänderungen auf die Atmosphäre anhand von Studien mit einem dreidimensionalen Modell der Mittleren Atmosphäre (Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM)). Erstmals kann der Mechanismus für die Übertragung des Sonnensignales von der oberen Stratosphäre bis in die Troposphäre, wie er bisher verstanden und aus Beobachtungen abgeleitet wurde, mit einem Modell nachvollzogen werden.

Im FUB-CMAM wurde zuerst die kurzwellige Strahlungsparametrisierung verfeinert, um die stark wellenlängenabhängigen solaren UV-Strahlungsänderungen mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus genauer vorgeben zu können. Die Ergebnisse der Simulationen mit dieser erweiterten Modellversion wurden im Rahmen eines internationalen Modellvergleich-Projektes GRIPS mit den Ergebnissen von vier anderen Klimamodellen verglichen und die Defizite dieser Simulationen untereinander und im Vergleich zu Beobachtungen analysiert. Unter Berücksichtigung dieser Ergebnisse wurden weitere Experimente mit dem FUB-CMAM durchgeführt, in denen systematisch die äquatoriale Windklimatologie verbessert wurde. Die Anpassung der äquatorialen Modellwinde an beobachtete Winde über die gesamte Stratosphäre mit einer quasi zweijährigen Windschwingung (Quasi-Biennial Oscillation) in der unteren und einer halbjährigen Schwingung (Semi-Annual Oscillation) in der oberen Stratosphäre stellte einen entscheidenden Schritt für die erste realistische Repräsentation des beobachteten stratosphärischen Sonnensignales im nordhemisphärischen Winter in einem Modell dar. Die Ergebnisse zeigen, dass das direkte Sonnensignal aus der oberen Stratosphäre über dynamische Wechselwirkungsmechanismen verstärkt und bis in die Troposphäre hinein übertragen wird. Neben einer Erwärmung der mittleren Atmosphäre im Sonnenfleckenmaximum ergeben sich auch Änderungen von Zirkulationsmustern in der Troposphäre. Das Modell ist nicht nur in der Lage das Sonnensignal, sondern auch die beobachtete Wechselwirkung mit den tropischen Windschwingungen in den hohen Breiten zu reproduzieren: Wie in der Realität treten im Modell große Stratosphärenerwärmungen in der Westphase der QBO unter Sonnenfleckenmaximum-Bedingungen auf.

Das Verständnis für den Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima ist für eine genauere Bestimmung der natürlichen Variabilität der Atmosphäre von außerordentlicher Bedeutung. Damit können der anthropogen bedingte Anteil der globalen Erwärmung besser abgeschätzt und künftige Klimaentwicklungen genauer vorhergesagt werden. Die Arbeit zeigt unter anderem, dass die indirekten Zirkulationsänderungen aufgrund von direkten UV-Strahlungsänderungen in der Stratosphäre nicht zu vernachlässigende Größenordnungen erreichen und daher bei zukünftigen Klimaabschätzungen ergänzend zu den anthropogenen Faktoren berücksichtigt werden sollten.





## **Abstract**

This thesis demonstrates the influence of 11-year solar UV irradiance changes on the atmosphere with studies of a three dimensional middle atmosphere model (Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM)). For the first time a mechanism for the transfer of the solar signal from the upper stratosphere into the troposphere is confirmed using a general circulation model.

The parameterisation of the shortwave radiation in the FUB-CMAM was first refined to allow a better implementation of the wavelength dependent 11-year solar UV irradiance changes. The results of the simulations with the improved model version were compared to those of four other climate models within the international model intercomparison project GRIPS to determine their deficiencies in comparison with observations and with each other. Taking into account these results, further experiments with a systematically improved equatorial wind climatology were carried out with the FUB-CMAM. The relaxation of the equatorial winds throughout the stratosphere to a quasi-biennial oscillation (QBO) in the lower stratosphere and a semi-annual oscillation (SAO) in the upper stratosphere were necessary to produce the first realistic representation of the observed stratospheric solar signal during northern hemisphere winter in a model. The direct solar signal in the upper stratosphere is enhanced through wave-mean flow interactions and is transferred to the troposphere. A warming of the middle atmosphere during solar maximum as well as changes in circulation patterns in the troposphere are simulated. The model not only reproduces the solar signal but also the observed interaction with the tropical winds at high latitudes: Similar to observations, stratospheric warmings occur during solar maximum and QBO westerlies.

The understanding of the solar influence on climate is very important to determine the underlying natural variability of the atmosphere, to better estimate the anthropogenic contribution to the recent global warming and to improve the accuracy of future climate predictions. This work also demonstrates the importance of indirect circulation changes induced by direct UV irradiance changes in the stratosphere which should therefore be considered for future climate predictions.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>1 Die Sonne</b>	<b>5</b>
1.1 Historisches . . . . .	5
1.2 Entstehung, Lage und Aufbau der Sonne . . . . .	6
1.2.1 Das Sonneninnere . . . . .	8
1.2.2 Die Sonnenatmosphäre . . . . .	11
1.3 Das Magnetfeld der Sonne . . . . .	14
1.3.1 Aktivitätserscheinungen . . . . .	15
1.3.2 Indizes der Sonnenaktivität . . . . .	22
1.4 Die elektromagnetische Strahlung der Sonne . . . . .	24
1.4.1 Spektrale Energieverteilung . . . . .	25
1.4.2 Totale solare Einstrahlung - Solarkonstante . . . . .	30
1.5 Variationen der Solarstrahlung . . . . .	32
1.5.1 27-tägige Rotationsperiode . . . . .	32
1.5.2 11-jähriger Zyklus . . . . .	34
1.5.3 Maunder Minimum . . . . .	41
1.6 Globale Strahlungsbilanz des Klimasystems . . . . .	42
<b>2 Der Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima</b>	<b>45</b>
2.1 Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten . . . . .	46
2.2 Einsatz von Modellen . . . . .	47
2.3 Hinweise für einen Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima . . . . .	48
2.4 Der 11-jährige Sonnenfleckenzzyklus in der Stratosphäre . . . . .	50
2.4.1 Beobachtungen . . . . .	51
2.4.2 Modellstudien . . . . .	65
2.5 Mechanismen für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzzyklus . . . . .	72
2.5.1 Der Einfluss von QBO und SAO . . . . .	76
2.5.2 Der Transfer in die Troposphäre . . . . .	78
2.5.3 Der Einfluss des Sonnensignales auf die Jahr-zu-Jahr Variabilität der winterlichen Stratosphäre . . . . .	80
<b>3 Das Berliner Modell</b>	<b>83</b>
3.1 Die primitiven Gleichungen . . . . .	83
3.2 Modellbeschreibung . . . . .	87
3.2.1 Strahlungstheorie . . . . .	88
3.2.2 Strahlungsmodul . . . . .	96

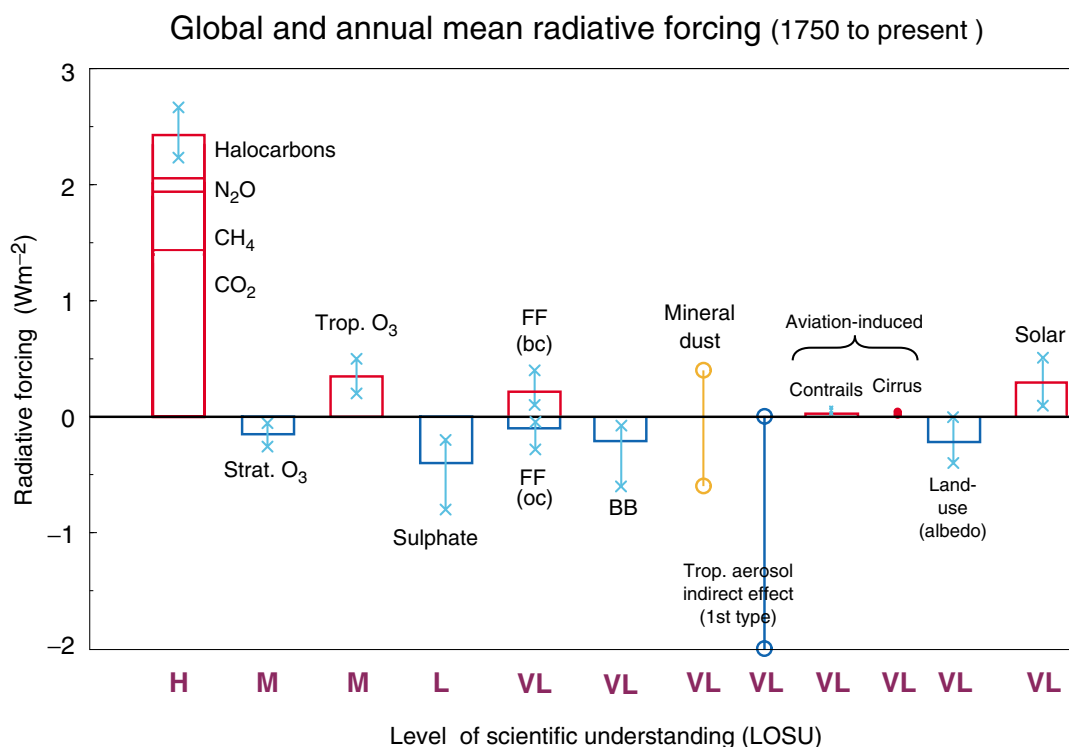
3.2.3	Weiterentwicklung des Strahlungsmoduls	101
3.3	Experimentbeschreibung	103
3.3.1	Strahlungsflussänderungen	104
3.3.2	Ozonänderungen	105
3.3.3	Anpassung der äquatorialen Winde	105
3.4	Stärken und Schwächen des Modelles	111
3.4.1	Veränderung der Windklimatologie	114
<b>4</b>	<b>Der GRIPS-Vergleich</b>	<b>117</b>
4.1	Das Temperatursignal	119
4.2	Das Wintersignal	120
4.2.1	Wind	120
4.2.2	Geopotentielle Höhe	120
4.3	Die Klimatologie der Modelle	123
4.4	Ergebnisse des GRIPS-Modellvergleiches	124
4.5	Resultierende Veränderungen im Berliner Modell	124
4.6	Das Sonnensignal im Jahresmittel	124
<b>5</b>	<b>Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus im Modell</b>	<b>127</b>
5.1	Der direkte Effekt in der oberen Stratosphäre	128
5.2	Jahreszeitliche Abhängigkeit des Signales	129
5.2.1	Der direkte Strahlungseffekt	129
5.2.2	Das Wintersignal	133
5.2.3	Indirekte Effekte - ein möglicher Mechanismus	140
5.2.4	Das Sommersignal	148
5.3	Diskussion der Ergebnisse	149
5.3.1	Verbesserungen im Vergleich zu anderen Modellstudien	149
<b>6</b>	<b>Der Einfluss von Sonnenfleckenzyklus und QBO im Modell</b>	<b>151</b>
6.1	Das Wintersignal	151
6.1.1	Der „Holton und Tan Mechanismus“ im Modell	152
6.1.2	Nordhemisphäre	154
6.1.3	Südhemisphäre	160
6.1.4	Die Verbindung zur tropischen unteren Stratosphäre	162
6.2	Das Sommersignal	165
6.3	Diskussion der Ergebnisse	166
6.3.1	Erzielte Verbesserungen	166
6.3.2	Vergleich zu anderen FUB-CMAM Experimenten	166
6.3.3	Die Verbesserung der Windklimatologie	169
6.3.4	Die SAO-Ausprägung, das Westwind-Initialsignal und der subtropische Strahlstrom	171
6.4	Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse	178
<b>7</b>	<b>Das Signal in der Troposphäre</b>	<b>181</b>
7.1	Ein Sonnensignal in der Troposphäre?	181
7.1.1	Änderungen des troposphärischen Strahlstromes	182
7.1.2	Änderungen der Temperatur und tropischer Vertikalbewegungen	184
7.1.3	Änderungen des Niederschlages und der Bewölkung	187

---

7.1.4	Änderungen am Erdboden . . . . .	190
7.2	Diskussion der Ergebnisse . . . . .	192
<b>8</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>193</b>
8.1	Ausblick . . . . .	198
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>198</b>
	<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>219</b>
<b>A</b>		<b>221</b>
A.1	Elektromagnetische Strahlung . . . . .	221
A.2	Schwarzer Körper . . . . .	223
A.3	Strahlungsgesetze . . . . .	224
	<b>Lebenslauf</b>	<b>227</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>229</b>

# Einleitung

Das Verständnis von natürlich und anthropogen bedingten Klimaänderungen ist nicht nur ein sehr komplexes, aktuelles wissenschaftliches Problem, sondern hat auch eine besondere gesellschaftliche Bedeutung. Um den anthropogen bedingten Anteil der beobachteten globalen Erwärmung abzuschätzen, zukünftige Klimaentwicklungen vorherzusagen und deren Genauigkeit zu steigern, ist es wichtig, die natürliche Variabilität der Atmosphäre zu verstehen. Da die Sonne die fundamentale Energiequelle unseres Klimasystems ist, stellen Variationen ihrer Einstrahlung eine potenzielle Quelle für natürliche Klimaänderungen dar. Während der Einfluss von anthropogenen Faktoren (Kohlenstoffdioxid, Methan, Distickstoffoxid (Lachgas), Fluorchlorkohlenwasserstoffen), auf das Klima mit großer Genauigkeit bestimmt werden kann (Abb. 0.1 ganz links), gibt es bei den natürlichen Faktoren (z. B. Solarstrahlung oder durch Vulkanausbrüche ausgestoßene Aerosolpartikel) sehr viel größere Verständnisprobleme (Abb. 0.1 ganz rechts) (IPCC, 2001; WMO, 2003). Ziel dieser Arbeit ist es, die Bedeutung der solaren Einstrahlungsvariationen für Klimaveränderungen zu untersuchen und deren Einfluss auf die Atmosphäre besser zu verstehen.



**Abbildung 0.1:** Jahresmittel des global gemittelten Strahlungsantriebes für verschiedene Faktoren für die Zeit von 1750 (vorindustriell) bis heute (2000) in W/m<sup>2</sup> (FF(bc/oc): „Fossil Fuel Burning (black/organic carbon)“ und BB: „Biomass Burning“). Während die y-Achse die Wirkung der einzelnen Faktoren (positiv=Erwärmung, negativ=Abkühlung) angibt, ist auf der x-Achse das Niveau des wissenschaftlichen Verständnisses angegeben. Dieses nimmt von links nach rechts ab (H=High, VL=Very Low) (IPCC, 2001).

Dazu werden in dieser Arbeit die Variationen mit dem wohl bekanntesten Zyklus der Sonnenaktivität, dem 11-jährigen Sonnenfleckenzklus (Schwabe-Zyklus), untersucht, bei dem die prozentualen Schwankungen der totalen solaren Einstrahlung zwischen Sonnenfleckennmaximum und -minimum mit etwa 0,1% sehr gering sind. In dem für die Ozonbildung wichtigen ultravioletten (UV) Bereich können diese Intensitätsschwankungen jedoch bis zu 8% (um 200 nm) betragen (Lean et al., 1997) und haben einen nicht zu vernachlässigenden Effekt auf den Strahlungs- und Ozonhaushalt der Mittleren Atmosphäre (20-80 km Höhe) (z. B. Haigh, 1994). Diese Variationen sind stark wellenlängenabhängig und steigern sich mit kleineren Wellenlängen. Die von der Sonne kommende Strahlung wird in der Erdatmosphäre geschwächt, wodurch die Strahlung kleinerer Wellenlängen in den höheren Schichten der Erdatmosphäre herausgefiltert wird und die Erdoberfläche gar nicht erreicht. Die Stratosphäre spielt als eine sehr sensible Schicht zwischen der Troposphäre, in der sich das tägliche Wetter abspielt, und den höheren Atmosphärenschichten eine ganz besondere Rolle. In der Stratosphäre befinden sich 90% des atmosphärischen Ozons, welches die schädliche UV-Strahlung aus der ankommenden Solarstrahlung absorbiert und so verhindert, dass diese bis in die Troposphäre vordringt. Änderungen der Ozonkonzentrationen in der Stratosphäre, z. B. durch den Anstieg der Fluorchlorkohlenwasserstoffe, wirken sich also direkt auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre aus. Die Stratosphäre wird deshalb auch oft als „Frühwarnsystem“ für Klimaänderungen bezeichnet und muss bei der Abschätzung zukünftiger Klimaentwicklungen berücksichtigt werden.

Es sollte an dieser Stelle betont werden, dass der anthropogen bedingte Anstieg der Treibhausgase, der in dieser Größenordnung bisher in der Erdgeschichte noch nie beobachtet wurde (z. B. Petit et al., 1999), hauptverantwortlich für den globalen Anstieg der Erdoberflächentemperatur in den letzten 50 Jahren ist (IPCC, 2001). Den Temperaturanstieg der letzten 140 Jahre kann man allerdings nur erklären, wenn auch natürliche Variabilitätsfaktoren, wie z. B. die Sonne und Vulkanaktivität hinzugenommen werden (IPCC, 2001). Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in der Untersuchung der natürlichen Variabilität der Atmosphäre durch den 11-jährigen Sonnenfleckenzklus.

Untersuchungen zum Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Wetter und Klima gibt es schon sehr lange (z. B. Herschel, 1801b). Ein bekanntes Beispiel ist das gleichzeitige Auftreten einer Phase sehr geringer Sonnenaktivität, des sogenannten Maunder Minimums, und einer sehr kalten Klimaphase im 17./18. Jahrhundert, der kleinen Eiszeit in Mitteleuropa (Eddy, 1976). Neben den zahlreichen Untersuchungen in der Troposphäre, die 11-jährige Signale in verschiedensten Klimaparametern und -archiven finden (z. B. Cooper et al., 2000; Reid, 2000; Cobb et al., 2001; Grootes, 2001; Kromer et al., 2001; Neff et al., 2001; Negendank und Arbeitsgruppe, 2001; Tourre et al., 2001; Hoffmann et al., 2002; Thompson et al., 2002; White und Tourre, 2003), gibt es mit der Verfügbarkeit stratosphärischer Daten seit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr (IGY) 1957/58 auch Untersuchungen für diesen Höhenbereich.

Hohe Korrelationen zwischen der 11-jährig variierenden Sonneneinstrahlung und meteorologischen Parametern in der Stratosphäre (z. B. Labitzke, 1987; Labitzke und van Loon, 1988) legen eine Beeinflussung der Atmosphäre durch die Variationen der Solarstrahlung nahe. Eine besondere Rolle spielt dabei auch die Wechselwirkung mit der Quasi-Biennial Oscillation (QBO), einer beinahe zweijährigen Windschwingung in der äquatorialen unteren Stratosphäre, bei der sich West- und Ostwinde regelmäßig abwechseln, (z. B. Labitzke und van Loon, 1988; Salby und Callaghan, 2000; Labitzke, 2003) und die Wechselwirkung mit der Semi-Annual Oscillation (SAO), einer halbjährigen Schwingung des äquatorialen Windes in der oberen Stratosphäre (z. B. Gray et al., 2001a,b, 2003). Die tropischen Windschwingungen bestimmen die natürliche

Variabilität der Stratosphäre signifikant und beeinflussen insbesondere auch die Zirkulation der jeweiligen Winterhemisphäre (z. B. Baldwin et al., 2001). Die Wechselwirkungen zwischen der QBO und der Sonne sowie der Sonne und der SAO sind noch nicht vollständig verstanden, hier besteht also Forschungsbedarf. Aufgrund der zeitlichen und räumlichen Begrenztheit der verfügbaren Beobachtungsdaten für Sonne und Klima gab es immer wieder kritische Stimmen zum möglichen Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima (z. B. Pittock, 1978). Erst die langsam wachsende Anzahl von global verfügbaren Beobachtungsdaten, die mit den ersten Satellitenmessungen in den 1960er Jahren begann, ließ die Akzeptanz solcher Studien in den letzten Jahren steigen.

Um die Diskrepanz der für statistische Untersuchungen zu kurzen Beobachtungszeitreihen zu umgehen, untersucht man die natürliche Variabilität der Atmosphäre und die anthropogen bedingten Klimaänderungen mithilfe von Klimamodellen. Ein anderes wichtiges Einsatzgebiet von Klimamodellen ist, das bisherige Verständnis von den in der Atmosphäre relevanten Prozessen zu überprüfen. Wenn es also mit einem Klimamodell gelingt, das Klima der Vergangenheit und Gegenwart zu verstehen, sind auch bessere Vorhersagen für zukünftige Klimaentwicklungen möglich. Aufgrund der Komplexität und Nicht-Linearität des Klimasystems ist man in Klimamodellen immer noch auf vereinfachte Beschreibungen subskaliger (von den Modellen nicht explizit aufgelöster) Prozesse angewiesen, die in Form einer Parametrisierung, z. B. von Strahlungsprozessen, in den Modellen enthalten sind. Gezielte Studien von einzelnen Parametrisierungen oder Prozessen in den Modellen erlauben zum einen ein besseres Verständnis von beobachteten Zusammenhängen, zum anderen kann dadurch aber auch eine Verbesserung der Modelle und der in ihnen durchgeführten Näherungen erreicht werden. Es handelt sich folglich um einen Kreislauf zwischen einem besseren Verständnis der Wirklichkeit durch gezielte Modellstudien und einer verfeinerten Anpassung der Modelle durch gezielte Beobachtungsstudien.

Klimamodelle, die nicht nur die Troposphäre, sondern auch die Stratosphäre und Mesosphäre (Mittlere Atmosphäre) beinhalten, gibt es erst seit Ende der 1980er Jahre (z. B. Überblick von Langematz und Pawson, 1992). Seit Ende der 1990er Jahre beginnt man aufgrund gesteigerter Rechnerkapazitäten Modelle der Mittleren Atmosphäre mit einem interaktiven Chemiemodul zu koppeln (z. B. Austin et al., 2002), um die Wechselwirkungen zwischen Dynamik, Strahlung **und** Chemie, besser berücksichtigen zu können. Die Entwicklung von „Earth System Models (ESMs)“, welche möglichst viele Komponenten des Klimasystems, wie z. B. einen interaktiven Ozean oder die Beschreibung der Biosphäre, enthalten, hat gerade begonnen.

Mit Modellstudien ist es bisher gelungen, den direkten Effekt der 11-jährig variierenden solaren UV-Strahlung auf die chemische, thermische und dynamische Struktur der oberen Stratosphäre zu simulieren. Aus zahlreichen Beobachtungs- und Modellstudien gab es Hinweise, wie dieser direkte Effekt aus der oberen Stratosphäre in die unteren Atmosphärenschichten übertragen werden könnte. Man war allerdings nicht in der Lage, einen physikalischen Mechanismus mit einem Modell nachzuvollziehen. Ein weiteres Ziel dieser Arbeit ist, diesen Mechanismus anhand von Modellstudien besser zu verstehen.

Das für diese Arbeit verwendete „Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM)“ ist ein reines Atmosphärenmodell, welches die Tropo-, Strato- und Mesosphäre enthält und kein interaktives Ozeanmodul besitzt. In der hier verwendeten Version des FUB-CMAM ist kein interaktives Chemiemodul enthalten. Sowohl die Meeresoberflächentempera-



turen als auch die Verteilung atmosphärischer Spurengase gehen in Form einer Klimatologie in das Modell ein.

Um den Einfluss der 11-jährig variierenden, stark wellenlängenabhängigen Solarstrahlung so genau wie möglich in dem FUB-CMAM nachzuvollziehen, wurde zunächst die kurzwellige Strahlungsparametrisierung verfeinert. Dies stellt eine erhebliche Verbesserung im Vergleich zu anderen Modellen dar, die eine sehr viel gröbere Strahlungsparametrisierung verwenden. Mit dieser erweiterten Modellversion wurden existierende Modellstudien zum Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima innerhalb des europäischen Projektes SOLICE (Solar Influences on Climate and the Environment) nachvollzogen (Haigh, 1999a; Shindell et al., 1999) und im Rahmen eines internationalen Modellvergleich-Projektes GRIPS (**G**eneral **C**irculation **M**odel (**GCM**)-**R**eality **I**ntercomparison **P**roject for **S**PARC<sup>1)</sup>) mit den Ergebnissen von vier anderen Klimamodellen verglichen. Da die verschiedenen Modellstudien die gleichen Ausgangsdaten benutzten, erlaubte der GRIPS-Modellvergleich erstmals einen gezielteren Vergleich der zu diesem Zeitpunkt existierenden Studien. Die Ergebnisse des GRIPS-Modellvergleiches bildeten die Grundlage für weitere systematische Studien in der vorliegenden Arbeit mit dem FUB-CMAM, in denen die äquatoriale Windklimatologie verbessert wurde.

Die Arbeit gliedert sich wie folgt: In Kapitel 1 wird die Sonne mit ihren Phänomenen und Eigenschaften beschrieben. Ein Schwerpunkt liegt dabei auf der Sonnenstrahlung, ihrer spektralen Verteilung sowie ihrer Variabilität. Das Kapitel stellt eine Verbindung zwischen der Sonnen- und der Klimaphysik her, die für das Verständnis der vorliegenden Arbeit entscheidend ist. Im Kapitel 2 wird ein Überblick über die existierenden Arbeiten zum Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima gegeben, wobei der Schwerpunkt auf den Arbeiten zum 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in der Stratosphäre liegt. Am Ende dieses Kapitels werden die Mechanismen für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, wie sie zur Zeit bekannt sind, dargestellt. Im Kapitel 3 werden das FUB-CMAM sowie die Weiterentwicklung des Strahlungsmoduls und die durchgeführten Experimente detailliert beschrieben. Kapitel 4 gibt einen kurzen Überblick über den internationalen GRIPS-Vergleich der verschiedenen Sonnenexperimente. In Kapitel 5 werden der reine Sonneneinfluss und im Kapitel 6 der Einfluss von Sonne und QBO/SAO dargestellt. Es erfolgt ein Vergleich mit vorangegangenen Modellstudien mit dem FUB-CMAM, der die in der hier vorgestellten Arbeit erzielten Verbesserungen verdeutlicht. In Kapitel 7 wird dann der Einfluss auf die Troposphäre gezeigt, um schließlich die Ergebnisse der Arbeit in Kapitel 8 zu diskutieren und ein weiteres Vorgehen aufzuzeigen.

---

<sup>1)</sup>SPARC: Stratospheric Processes and their Role in Climate, Unterprogramm des „World Climate Research Programmes (WCRP)“ der WMO.

# Kapitel 1

## Die Sonne

In diesem Kapitel werden nach einer kurzen historischen Einleitung die Charakteristika der Sonne dargestellt. Der Schwerpunkt liegt insbesondere auf den Aktivitätserscheinungen der Sonne und dafür verwendeten Indizes sowie auf der Betrachtung der verschiedenen Bereiche des Sonnenspektrums. Im letzten Abschnitt erfolgt dann eine Überleitung zur Strahlungsbilanz des Klimasystems.

### 1.1 Historisches

Der folgende kurze geschichtliche Rückblick soll zeigen, dass sich die Menschen schon seit Jahrtausenden mit der Sonne und ihrer Variabilität beschäftigten. Viele Phänomene konnten aber erst sehr viel später erklärt werden bzw. sind auch heute immer noch nicht vollständig verstanden. Diese sehr frühen und genauen astronomischen Beobachtungen unter anderem der Sonne führten zur Entwicklung von verschiedenen Zeitmaßen und Kalendern, z. B. zum 24-Stunden Tag, zum heute in der westlichen Welt gebräuchlichen (Sonnen-)Kalender oder dem auf die Babylonier zurückgehenden Mondkalender. Viele Bauten und Pyramiden in Mexiko, Guatemala und Ägypten zeugen auch heute noch von dieser präzisen Beobachtungskunst. Sie wurden so konstruiert, dass die Sonne oder ein anderer Himmelskörper zu bestimmten Zeiten (z. B. zur Sommersonnenwende) an einem bestimmten Punkt (über einem Tempelbau) unterging/erschien oder eine sonst dunkle Kammer genau zu diesem Tag mit Licht erfüllt wurde. Berühmte Beispiele hierfür sind die Ventilationsschächte der Königskammer in der großen Pyramide von Giseh und die Tempelanlage in Teotihuacán (Krupp, 1980). Seit dem 3. Jahrtausend v. Chr. gibt es Berichte aus Südamerika, Mesopotamien, Ägypten, China und Indien über die Vorhersage von Sonnen- und Mondfinsternissen (z. B. Lermer, 2000). Eine besondere Bedeutung erlangte die Sonne z. B. in der ägyptischen<sup>1)</sup>, chinesischen und japanischen Religion. Japan trägt auch heute noch die Sonne als Symbol auf seiner Landesfahne und wird in der Landessprache als „Land der aufgehenden Sonne“ (jap. Nippon=Ursprung der Sonne) bezeichnet.

Auch die Menschen in der Bronzezeit - und wahrscheinlich bereits die Jäger und Sammler - interessierten sich für die Geschehnisse am Himmel. Ein einzigartiges Zeugnis aus dieser Zeit ist die im Sommer 2002 in Nebra (Sachsen-Anhalt) gefundene Himmelsscheibe (Abb. 1.1), die die früheste bekannte konkrete Himmelsdarstellung der Menschheitsgeschichte darstellt

---

<sup>1)</sup> Z. B. wurde die Sonne (Aton) unter dem Pharao Amenophis IV. (1364-1347 v. Chr.) zur einzigen Gottheit erklärt und der Pharao selber nahm den Namen Echnaton - der dem Aton Wohlgefällige - an (Lermer, 2000).



**Abbildung 1.1:** Die Himmelsscheibe von Nebra; Quelle: <http://www.archalsa.de/sterne/>

(Schlosser, 2002). Auf der 3600 Jahre alten Bronzescheibe sind Sonne, Mond und Sterne dargestellt. Die chaotisch verstreuten Sterne entsprechen dem natürlichen Erscheinungsbild des Nachthimmels und enthalten vermutlich das Siebengestirn, die Plejaden (markante, helle Sterne eines Sternhaufens) sowie Markierungen für die Horizontdurchläufe der Sonne zur Sommer- und Wintersonnenwende (Krome, 2002).

Die ältesten Beobachtungen (ca. 800 v. Chr.) von Sonnenflecken mit bloßem Auge stammen aus China (Charbonneau, 2000). Mit der Entdeckung des Fernrohres 1608 konnten dann auch die Phänomene auf der Sonnenoberfläche untersucht werden. 1610 entdeckten Johann Goldsmid (1587-1616) in Holland, Thomas Harriot (1560-1621) in England, Galileo Galilei (1564-1642) in Italien und Christoph Schreiner (1575-1650) in Deutschland etwa gleichzeitig die Sonnenflecken. Bevor man Fotos von den Sonnenflecken machen konnte, gab es zahlreiche Physiker, die die Sonnenflecken und ihre Charakteristika bereits sehr genau zeichneten.

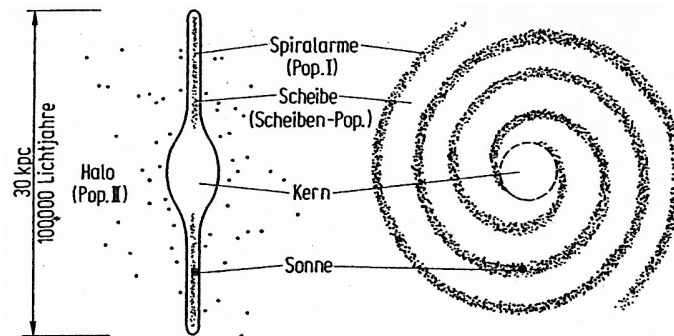
Im Folgenden wird nun genauer auf den heutigen Stand der Wissenschaft zur Sonne eingegangen.

## 1.2 Entstehung, Lage und Aufbau der Sonne

Die Sonne ist ein Stern durchschnittlicher Größe, der zusammen mit unserem Sonnensystem (Heliosphäre) vor ungefähr 4,6 Milliarden Jahren durch die Verdichtung einer interstellaren Wolke entstand (Schrijver und Title, 2001). Sie befindet sich etwa 8.5 kpc<sup>2)</sup> (ca. 30.000 Lichtjahre<sup>3)</sup>) vom Zentrum unserer spiralförmig aufgebauten Galaxis entfernt (Abb. 1.2, rechts) und liegt in der Nähe einer riesigen rotierenden Scheibe, die aus sehr vielen Sternen besteht (Abb. 1.2, links). Diese Sterne sind soweit von der Erde entfernt, dass wir sie nur als schwaches Lichtband, die sogenannte Milchstraße wahrnehmen. Zusammen mit den Sternen in ihrer Umgebung bewegt sich die Sonne mit einer Geschwindigkeit von 220 km/s in ungefähr 200 Millionen Jahren einmal um das Zentrum der Galaxis.

<sup>2)</sup>Das Kiloparsek (kpc) steht in direkter Beziehung zur sogenannten Astronomischen Einheit (AE) (s.u.). Der Erdbahnradius von 1 AE erscheint von einem 1 pc entfernten Stern unter dem Winkel von 1 Bogensekunde.  $1 \text{ pc} = 206.264,806 \text{ AE} = 3,0856776 \times 10^{16} \text{ m} \approx 30 \text{ Milliarden km.}$  (Bergmann et al., 2002)

<sup>3)</sup>Das Lichtjahr (ly) ist eine vom pc unabhängige Größe, die die Laufzeit des Lichtes angibt:  $1 \text{ ly} = 9,460730472 \times 10^{15} \text{ m}$  (Bergmann et al., 2002).



**Abbildung 1.2:** Schematischer Aufbau unserer Galaxis. Links: Schnitt senkrecht zur Symmetrieebene. Die Punkte repräsentieren die kugelförmigen Sternhaufen. (Bergmann et al., 2002)

Die Sonne ist der uns am nächsten stehende Stern, um den sich die Erde sowie acht andere Planeten<sup>4)</sup> auf ellipsenförmigen Bahnen bewegen. Sterne sind im Gegensatz zu den Planeten selbstleuchtende Objekte, die sich in kleineren und größeren Gruppen im Raum verteilt befinden und charakteristische Muster bilden (Sternbilder). Die Nähe der Sonne ermöglicht eine Untersuchung ihrer äußeren Schichten und liefert somit wichtige Hinweise für den Aufbau anderer Sterne. Ihre Zustandsgrößen (siehe Tab. 1.1) konnten sehr genau bestimmt werden und werden als Bezugsgrößen oder Maßeinheiten für andere Sterne benutzt (Bergmann et al., 2002). Der mittlere Abstand zwischen der Sonne und der Erde (die große Halbachse  $a$  der schwach elliptischen Erdbahn) wurde als eine Astronomische Einheit (AE) definiert, beträgt  $149.598.000 \text{ km} \equiv 1 \text{ AE}$ , und wird für die Bestimmung von Sternentfernungen benutzt (z. B. Bergmann et al., 2002). Dieser mittlere Abstand variiert allerdings zwischen  $1,471 \times 10^{11} \text{ m}$  im Perihel (sonnennächster Punkt der Erdumlaufbahn im Januar) und  $1,521 \times 10^{11} \text{ m}$  im Aphel (sonnenfernster Punkt im Juli) (Stix, 2002).

Sterne unterscheiden sich durch ihre Helligkeit und ihre Farbe, die Rückschlüsse auf ihre Oberflächentemperatur zulassen. Im sogenannten Hertzsprung-Russell Diagramm können Sterne anhand ihrer Helligkeit und ihrer Oberflächentemperatur/Farbe eingeordnet werden. Die Sonne ist hiernach ein gelber Stern vom Spektraltyp G2V mit einer relativ geringen Temperatur und einer relativ langsamen Rotation (Stix, 2002). Historisch bedingt werden die einzelnen Spektraltypen von Sternen mit den Buchstaben O, B, A, F, G, K und M<sup>5)</sup> bezeichnet und zu einer verfeinerten Unterteilung mit der Anzahl der für ihre Identifikation benötigten Spektrallinien (siehe Abschnitt 1.4.1). Sterntypen des Bereiches F, G und K, wie z. B. die Sonne, lassen sich bereits mit zwei Linien eindeutig klassifizieren (deswegen G2, „V“ beschreibt die Leuchtkraftklasse) (Bergmann et al., 2002).

Die Sonne ist - wie jeder andere Stern - eine Kugel aus heißem Gas, in der der Druck von innen nach außen abnimmt. Dabei herrscht ein Gleichgewicht zwischen dem nach außen gerichteten

<sup>4)</sup> Reihenfolge der Planeten vom sonnennächsten zum -fernsten: Merkur, Venus, Erde, Mars, Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun und Pluto.

<sup>5)</sup> Diese Spektralsequenz stellte eine Ordnung von Sternen der Hauptreihe nach sinkender Oberflächentemperatur dar (Lermer, 2000), die mit einer Farbklassifikation verbunden ist, welche von blau (O) über weiß (A) zu gelb (G) und rot (M&N) reicht (Hoyt und Schatten, 1997). Seit ihrer Entstehung hat die Sonne einen Anstieg der Oberflächentemperatur und damit einen Anstieg ihrer Leuchtkraft von 30% erlebt, der mit einer Farbänderung von rötlich bis zum heutigen gelb einherging. Für die Zukunft wird mit einem weiteren Anstieg der Helligkeit der Sonne gerechnet, der eventuell zu einem Verlassen der Hauptgruppe und der Umwandlung der Sonne in einen roten Riesenstern verbunden sein könnte (Hoyt und Schatten, 1997).

Radius <sup>1)</sup>	$R_{\odot} = (6,960 \pm 0,001) \times 10^8 \text{ m} = 109 \text{ Erdradien}$
Masse	$M_{\odot} = (1,9889 \pm 0,0003) \times 10^{30} \text{ kg} = 333.000 \text{ Erdmassen}$
Mittlere Dichte	$\rho_{\odot} = 1,408 \text{ g/cm}^3 = 0,26 \cdot \text{Erddichte}$
Schwerebeschleunigung an der Oberfläche	$G_{\odot} = 274,0 \text{ m/s}^2 \approx 28 \cdot \text{Erdbeschleunigung}$
Leuchtkraft	$L_{\odot} = (3,844 \pm 0,010) \times 10^{26} \text{ W}$
Solarkonstante	$S = 1367 \pm 3 \text{ W/m}^2$
Effektive Temperatur	$T_{eff} = 5778 \pm 3 \text{ K}$

**Tabelle 1.1:** Ausgewählte Zustandsgrößen der Sonne (nach: Bergmann et al., 2002; Schaifers und Traving, 1984). <sup>1)</sup>Der Sonnenradius ist wellenlängenabhängig: im Kontinuum um  $\lambda = 700 \text{ nm}$  erscheint die Sonne um  $\approx 0,1''$  größer als bei  $\lambda = 400 \text{ nm}$ . Die angegebenen Werte beziehen sich auf eine Wellenlänge zwischen 500 und 600 nm (Stix, 2002).

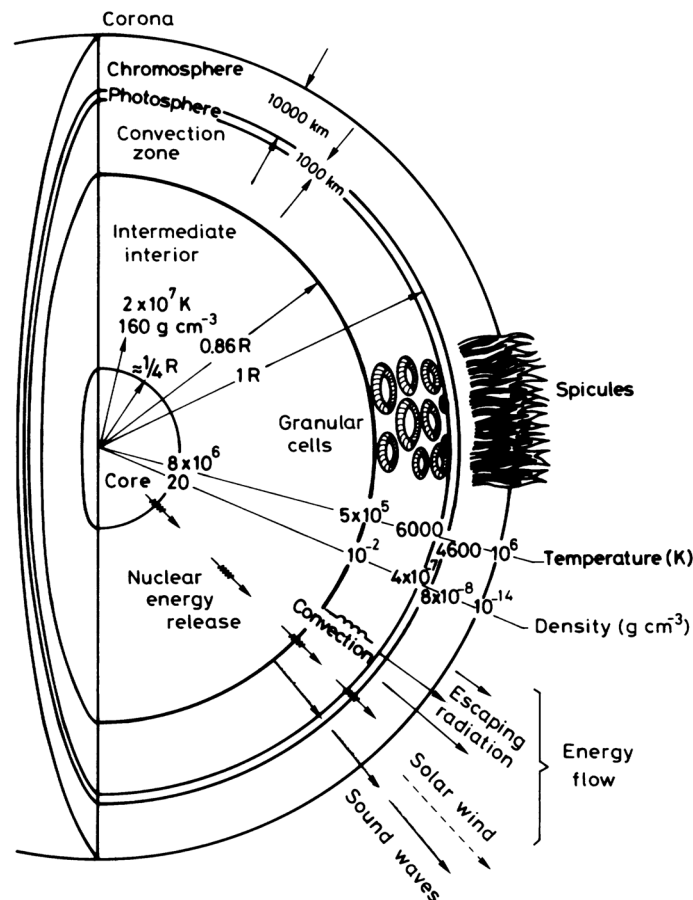
Druck und der nach innen gerichteten Eigengravitation (hydrostatisches Gleichgewicht) (Bergmann et al., 2002). Das Sonnengas besteht aus 92,1% Wasserstoff, 7,8% Helium und 0,1% der schwereren Elemente, wie z. B. Sauerstoff (0,061%), Kohlenstoff (0,030%), Stickstoff (0,0084%), Neon (0,0076%), Eisen (0,0037%), Silizium (0,0031%), Magnesium (0,0024%), Schwefel (0,0015%) und anderen (0,0015%) (Hoyt und Schatten, 1997). Die Sonne rotiert im gleichen Drehsinn um ihre Achse wie der Umlaufsinn der Planeten. Ihre Rotation kann man am besten anhand der Bewegung der Sonnenflecken beobachten, welche von Ost nach West bzw. von links nach rechts wandern<sup>6)</sup> (Gondolatsch et al., 1978). Am Äquator beträgt die Rotationsgeschwindigkeit 2 km/s, was einer Rotationsdauer von 25 Tagen entspricht. Mit zunehmender heliographischer Breite nimmt die Rotationsgeschwindigkeit ab (27 Tage bei einer Breite von  $\pm 40^\circ$ , ca. 37 Tage an den Polen), weshalb man von differentieller Rotation spricht (Bergmann et al., 2002) (siehe Abb. 1.8).

Die Sonne besteht aus einem Kern, einer Strahlungszone und einer Konvektionszone, über der sich die Photosphäre befindet, die als eigentliche Sonnenoberfläche angesehen wird (siehe Abb. 1.3). Aus der Photosphäre stammt die meiste der in der Erdatmosphäre ankommenden Strahlung und somit ein Großteil der Informationen, die wir über die Sonne haben. Über der Photosphäre erstreckt sich die sogenannte Chromosphäre, in der ein sehr starker Temperaturanstieg stattfindet und darüber die Korona, die man während einer totalen Sonnenfinsternis sehen kann (Abb. 1.3). Diese unterschiedlichen Schichten der Sonne haben unterschiedliche Charakteristika, die im Folgenden näher betrachtet werden. Heutige Kenntnisse der Sonne beruhen auf Sonnenbeobachtungen, mit denen Modelle entworfen wurden, um die Prozesse auf der Sonne nachzuvollziehen. Einige Prozesse auf der Sonne, wie z. B. der Sonnendynamo (siehe Abschnitt 1.3) sind allerdings immer noch nicht hundertprozentig verstanden.

### 1.2.1 Das Sonneninnere

Im **Kern** (ca. 2/10 des Sonnenradius  $R_{\odot}$ , Abb. 1.3: „core“) der Sonne befinden sich 35% der gesamten Sonnenmasse und es herrschen Temperaturen zwischen 13,5 bis 15,6 Millionen K, weswegen die Hauptbestandteile der Sonne, Wasserstoff und Helium vollkommen ionisiert sind. Sie bilden ein Plasma aus Elektronen, Protonen und Atomkernen, welches sich wie ein

<sup>6)</sup>Bei dieser Definition befindet sich Norden oben, Süden unten, Osten links und Westen rechts. Durch ein astronomisches Fernrohr oder Teleskop sieht man das Bild der Sonne auf dem Kopf, d.h. Süden oben und Norden unten, Westen links und Osten rechts. Dreht man das Bild, so dass Norden oben ist, kommt es zu der beschriebenen Lage von Ost und West, die scheinbar entgegengesetzt zu den irdischen Beziehungen ist.



**Abbildung 1.3:** Schematische Darstellung der Sonne (Brasseur und Solomon, 1984).

ideales Gas verhält. Im Innern ist die Dichte des Gases am größten und entspricht in etwa der zwölffachen Dichte von Blei, mit zunehmendem Abstand vom Zentrum nimmt die Dichte ab. Die Energieerzeugung der Sonne findet durch Kernfusion nach dem Äquivalenzprinzip zwischen Masse und Energie von Albert Einstein (1879-1955)  $E = m \cdot c^2$  statt. Beim Verschmelzen von vier Wasserstoffkernen entsteht ein Heliumkern ( $^4\text{He}$ )<sup>7)</sup>, dabei wird die überschüssige Masse in frei werdende Energie umgewandelt (Gondolatsch et al., 1978). Die wichtigsten Fusionsreaktionen sind die Proton-Proton (pp-) Ketten ppl, pplI und pplII, die zu 98,8% zur Energieerzeugung in der Sonne beitragen (siehe Tab. 1.2, links). Neben den pp-Ketten liefert auch der sogenannte CNO-Zyklus (siehe Tab. 1.2, rechts), der als erstes von C. F. von Weizsäcker (1938) und H. Bethe (1939) untersucht wurde, einen wenn auch deutlich geringeren Beitrag von 1,2% zur Energiegewinnung (Stix, 2002). Beim CNO-Zyklus wirken die Isotope von C, N und O als Katalysatoren, das heißt sie nehmen an den Reaktionen teil und werden immer wieder neu gebildet. Ob die Energiegewinnung über eine pp-Kette oder den CNO-Zyklus stattfindet ist stark temperaturabhängig. Die pp-Kette findet ab ca. 5 Millionen K statt, bei Temperaturen von 10 Millionen K setzt dann auch der CNO-Zyklus ein, der aber erst bei

<sup>7)</sup> hochgestellt: Gesamtanzahl von Protonen und Neutronen.

pp-Ketten				CNO-Zyklus		
	Reaktion	$Q'$ [MeV]	$Q_{\nu_e}$ [MeV]	Reaktion	$Q'$ [MeV]	$Q_{\nu_e}$ [MeV]
ppl	$p(p, e^+ \nu_e) d$	1,177	0,265	$^{12}\text{C}(p, \gamma)^{13}\text{N}$	1,944	
	$d(p, \gamma)^3\text{He}$	5,494		$^{13}\text{N}(e^+ \nu_e)^{13}\text{C}$	1,513	0,707
	$^3\text{He}(^3\text{He}, 2p)\alpha$	12,860		$^{13}\text{C}(p, \gamma)^{14}\text{N}$	7,551	
ppII	$^3\text{He}(\alpha, \gamma)^7\text{Be}$	1,586		$^{14}\text{N}(p, \gamma)^{15}\text{O}$	7,297	
	$^7\text{Be}(e^-, \nu_e \gamma)^7\text{Li}$	0,049	0,815	$^{15}\text{O}(e^+ \nu_e)^{15}\text{N}$	1,757	0,997
	$^7\text{Li}(p, \alpha)\alpha$	17,346		$^{15}\text{N}(p, \alpha)^{12}\text{C}$	4,966	
ppIII	$^7\text{Be}(p, \gamma)^8\text{B}$	0,137				
	$^8\text{B}(e^+ \nu_e)^8\text{Be}^*$	8,367	6,711			
	$^8\text{Be}^*(\alpha)\alpha$	2,995				

**Tabelle 1.2:** Kernreaktionen der pp-Ketten (links) und des CNO-Zyklus (rechts). Die Wasserstoff- und Heliumisotope werden mit  $^1\text{H}=p$ ,  $^2\text{H}=d$ ,  $^4\text{He}=\alpha$  und  $^3\text{He}$  bezeichnet. Ein „\*“ kennzeichnet einen Kern, der sich in einem angeregten Zustand befindet. Die Energieabgabe pro Reaktion ist  $Q = Q' + Q_{\nu_e}$ , wobei  $Q'$  der Teil ist, der an das Wärmebad in dem die Reaktion stattfindet abgegeben wird, und  $Q_{\nu_e}$  die Energie, die von den Neutrinos mitgenommen wird. Beispielsweise bedeutet die erste Reaktion der ppl-Kette, dass zwei Wasserstoffprotonen ( $p$ ) zu einem schweren Wasserstoffkern ( $d$ =Deuteron) verschmelzen, wobei ein Positron ( $e^+$ ) und ein Neutrino ( $\nu_e$ ) entstehen. Erst nach zwei weiteren Reaktionen ist die ppl-Kette mit der Bildung von  $^4\text{He}=\alpha$  abgeschlossen. Die reagierenden Teilchen stehen immer vor, die resultierenden Partikel nach dem Komma; diese Schreibweise wird in der Kernphysik verwendet (in Anlehnung an: Stix, 2002).

Temperaturen von 20 Millionen K bedeutender als die pp-Kette wird. Da im Innern der Sonne Temperaturen von ungefähr 8-15 Millionen K herrschen, überwiegt die pp-Reaktion. Bei den ablaufenden Reaktionen entstehen Elektronen-Neutrinos ( $\nu_e$ ), elektrisch neutrale Teilchen, die kaum Reaktionen mit Materie eingehen und daher die Sonne ungehindert verlassen können. Bei passender Abstrahlungsrichtung erreichen sie weniger als 8 Minuten nach ihrer Entstehung die Erde, wo sie nachgewiesen werden können (Lerner, 2000). Langjährige Messungen ergaben allerdings nur etwa 1/4 des erwarteten Neutrinoflusses. Inzwischen weiß man, dass die verwendete Meßmethode nur einen Teil der Neutrinos mit Energien über 0,8 MeV erfasste. Solare Neutrinos mit Energien unter 0,42 MeV können erst seit 1991 gemessen werden und die verbliebene Differenz zwischen Messung und Erwartung konnte mit der Umwandlung von Elektronen-Neutrinos ( $\nu_e$ ) in Myonen-Neutrinos ( $\nu_\mu$ ) und Tauonen-Neutrinos ( $\nu_\tau$ ) erklärt werden (Bergmann et al., 2002). Neben den Neutrinos entstehen auch noch elektromagnetische Gammaquanten ( $\gamma$ ) und Positronen ( $e^+$ ), die sich nur durch die positive Ladung von Elektronen unterscheiden und sofort wieder mit den reichlich vorhandenen Elektronen verschmelzen:  $e^+ + e^- \rightarrow 2\gamma + \Delta E$  (Lerner, 2000). Der Massenverlust durch Kernfusionsprozesse (die Sonne verliert jede Sekunde 4,25 Millionen Tonnen Masse) ist auch über größere Zeiträume aufsummiert minimal im Vergleich zur Gesamtmasse der Sonne (Lerner, 2000).

An den Kern schließt sich die **Strahlungszone** ( $0,25R_\odot < r < 0,7-0,86R_\odot$ , Abb. 1.3: „intermediate interior“)<sup>8)</sup> an, in der die Temperatur von etwa 10 Millionen K auf ungefähr 0,5 bis 1,5

<sup>8)</sup>Die Werte für die Größe der einzelnen Schichten sowie deren Temperatur und Dichte schwankt in der Literatur. Es wurde versucht sowohl die aktuellsten Literaturwerte zu verwenden (Stix, 2002) als auch die

Millionen K sinkt und sich 64% der Sonnenmasse befinden. Der Transport der im Kern durch Wasserstofffusion freigewordenen Energie findet durch Strahlungsvorgänge statt, bei denen vielfältige Emissions- und Absorptionsprozesse auftreten. Die Sonne ist ein riesiges thermodynamisches System, bei dem nur der Temperaturunterschied zwischen dem heißen inneren und dem relativ kalten äußeren Bereich für den Energietransport verantwortlich sein kann (Lermer, 2000). Dieser Energietransport von Wärme kann grundsätzlich über drei verschiedene Arten stattfinden: über Wärmeleitung, -strahlung oder -konvektion. Die Wärmeleitung, bei der Energie direkt von einem Teilchen zum nächsten weitergegeben wird, reicht nicht aus, um die Größenordnung des Energietransports in der Sonne zu erklären. Der bedeutendste Prozess ist die Wärmestrahlung. Materieelemente, die sich weiter innen in der Sonne befinden, sind höheren Temperaturen ausgesetzt, so dass nach den Strahlungsgesetzen (siehe Anhang A.3) mehr Energie abgestrahlt als absorbiert wird. Weiter außen liegende Materieteilchen erhalten von innen mehr Energie und es resultiert ein von innen nach außen gerichteter Energiestrom (Lermer, 2000). Die bei den Kernfusionsprozessen frei werdenden Gammastrahlen übertragen durch den Compton-Effekt<sup>9)</sup> Energie auf die freien Elektronen des Plasmas. Beim Passieren anderer geladener Teilchen geben diese wieder elektromagnetische Strahlung ab (Bremsstrahlung). Durch diesen Mechanismus wird die Sonnenenergie nur sehr langsam zur Oberfläche transportiert. Man kann ausrechnen, dass die elektromagnetische Strahlung, welche die Sonne heute verlässt und die Erde nach wenigen Minuten erreicht, vor etwa 10 Millionen Jahren erzeugt worden ist (Gondolatsch et al., 1978). Im Vergleich zum Alter der Sonne ist dies jedoch ein relativ geringer Zeitraum.

An die Strahlungszone schließt sich die **Konvektionszone** ( $0,86R_{\odot} < r < R_{\odot}$ , Abb. 1.3: „convection zone“) an, in der sich nur noch 1% der Sonnenmasse befindet. Dort herrscht ein großes Temperaturgefälle und der Energietransport durch Strahlung reicht nicht aus, um ein thermisches Gleichgewicht herzustellen. Der Energietransport findet in dieser Schicht durch Konvektion bis knapp unter die Sonnenoberfläche (Photosphäre, siehe folgender Abschnitt) statt. An manchen Stellen steigt die Temperatur im Innern sehr stark an, dieser Bereich dehnt sich aus, die Dichte wird geringer als die der Umgebung und das Paket steigt adiabatisch auf. Das adiabatische Temperaturgefälle im Sonneninnern ist nur dort erfüllt, wo sich die Sonnenmaterie wie ein ideales Gas verhält, d.h. die Zusammenstöße zwischen zwei Gasteilchen verlaufen nicht elastisch, sondern führen zum Teil zur Stoßionisation. Die aufsteigenden Plasmapakete ( $\sim 1$  km/s) decken einen Teil ihrer Ausdehnungsarbeit aus der Rekombinationsenergie, die bei der Vereinigung von Proton und Elektron zu einem H-Atom entsteht. Die thermische Energie und damit die Temperatur der aufsteigenden Gaspakete sinkt in den sogenannten Wasserstoffkonvektionszonen langsamer als sonst (Gondolatsch et al., 1978).

### 1.2.2 Die Sonnenatmosphäre

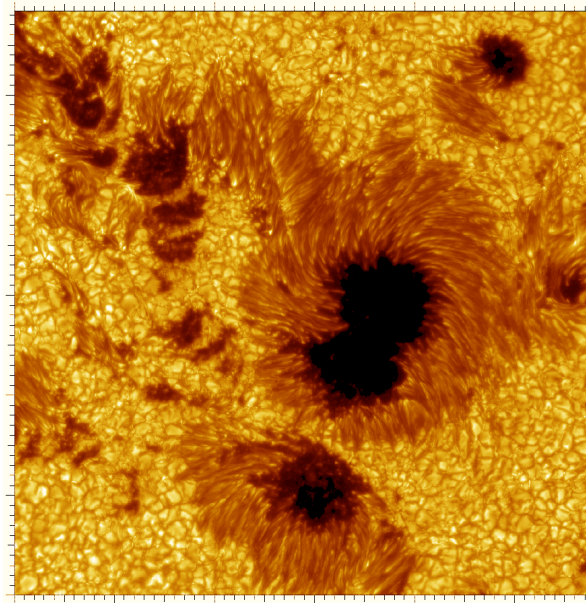
Über der Konvektionszone befindet sich die **Photosphäre** (Abb. 1.3: „photosphere“), eine sehr dünne Schicht von etwas mehr als hundert Kilometer Dicke, die die eigentliche Sonnenoberfläche bildet (Stix, 2002). Wie bereits erwähnt, kommt aus dieser dünnen Schicht die meiste

---

Werte in Abb. 1.3 zu berücksichtigen.

<sup>9)</sup> Beim Compton-Effekt, der auch inelastische Röntgenstrahlenstreuung genannt wird, stößt ein Quant mit einem Atomelektron zusammen, verliert dabei aber nur einen Teil seiner Energie an das anschließend emittierte Compton-Elektron und verlässt das Atom mit vergrößerter Wellenlänge (Breuer, 1994).





**Abbildung 1.4:** Aufnahme von dunklen Sonnenfleckengebieten, umgeben von der fadenförmigen Penumbra, und der Granulation auf der Photosphäre, aufgenommen mit dem im Frühjahr 2002 neu aufgestellten Schwedischen 1-m Sonnenteleskop auf dem „Roque de los Muchachos“ auf den Kanarischen Inseln (La Palma) (Scharmer et al., 2002).

Energie, die in der Erdatmosphäre ankommt, und somit ein Großteil der Information, die wir über die Sonne besitzen. Die Oberflächentemperatur beträgt 6.000 bis 4.600 K (vgl. Abb. 1.3). Von innen nach außen geht das solare Gas in der Photosphäre von optischer Undurchsichtigkeit (optisch dick) zu einer kompletten Transparenz (optisch dünn) über. Dieser Übergang ist am deutlichsten erkennbar anhand der Spektrallinien (siehe Abschnitt 1.18) und erlaubt den thermodynamischen Zustand der Sonne, ihre chemische Zusammensetzung und eine Vielzahl hydrodynamischer und hydromagnetischer Phänomene auf der Sonne zu untersuchen<sup>10)</sup> (Stix, 2002). Die Oberfläche der Sonne ist durch eine sehr starke Körnigkeit gekennzeichnet, die auch Granulation genannt wird (Abb. 1.3: „granular cells“ und Abb. 1.4). Die Granula sind unregelmäßige, helle, polygonale Strukturen mit einem Durchmesser von ca. 1.000 km (die mittlere Fläche eines Granulums ist mit der Fläche der iberischen Halbinsel vergleichbar (Gondolatsch et al., 1978)) und einer Lebensdauer von 10 min. In den Granula steigt Materie auf, während sie in den Zwischengebieten absinkt (Bergmann et al., 2002). Die Geschwindigkeit, mit der die Materie radial nach außen strömt beträgt ungefähr 1 km/s. Außerdem konnten sogenannte Supergranulationen nachgewiesen werden. Das sind große Zellen mit einem Durchmesser von 30.000 km und einer Lebensdauer von einem Tag, die fast über die gesamte Sonnenoberfläche verbreitet sind. In ihnen sinkt Materie in der Mitte auf- und an den Rändern ab und strömt mit einer Geschwindigkeit von 0,5 km/s radial nach außen. Die Ursache dieser Granulation ist die Instabilität tieferer Schichten gegen thermische Konvektion (Bergmann et al., 2002). Die oben bereits beschriebene Wasserstoffkonvektionszone der Sonne reicht nach Modellrechnungen bis zu einer Tiefe von  $10^5$  km und ist nur für Bedin-

<sup>10)</sup>Anhand einiger starker Spektrallinien (siehe Abschnitt 1.4.1) kann man den Übergang zu einem optisch dicken Zustand der Atmosphäre beobachten und kann daraus schließen, dass die Strahlung dieser Wellenlänge aus dem oberen Teil der Sonnenatmosphäre, der Chromosphäre, stammen muss (Stix, 2002).

gungen  $\tau_{500}^{11)} > 1$  möglich. Für  $\tau_{500} < 1$  ist die Photosphäre gegen thermische Konvektion stabil (Bergmann et al., 2002). Die Aufstiegsbewegungen in den Granula werden durch die stabile Schichtung in der oberen Photosphäre aufgehalten, die sich wie eine Membran verhält und zu Schwingungen (globale 5-Minuten Oszillationen der ganzen Sonnenoberfläche) angeregt wird. Ein Transport nach außen erfolgt teilweise durch Kompressionswellen (Schallwellen, Abb. 1.3: „sound waves“). Mechanische Energie wird in Form von akustischem Rauschen in höhere Schichten transportiert. Dort wächst die Amplitude der longitudinalen Schwingung des Gases wegen des steilen Dichteabfalls in der oberen Photosphäre stark an, überschreitet die Phasengeschwindigkeit der Wellen und führt zur Entstehung von Stoßfronten. In den Stoßfronten wird die mechanische Schwingungsenergie in die Energie untergeordneter thermischer Bewegungen umgewandelt, was zu einer Aufheizung führt (vgl. Abb. 1.3).

Zeitlich veränderliche Phänomene wie z. B. Sonnenflecken und Fackeln (siehe Abschnitt 1.3.1) treten in der Photosphäre auf und beeinflussen die Variabilität der solaren Emission in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen (siehe Abschnitt 1.4.1).

### Chromosphäre und Korona

Die Helligkeit der Photosphäre verhindert, dass man die höheren Schichten der Sonnenatmosphäre, die **Chromosphäre** und die **Korona** (Abb. 1.3: „chromosphere“, „corona“), direkt beobachten kann. Nur während einer totalen Sonnenfinsternis kann man die farbenprächtige Chromosphäre sehen. In ca. 1.500 km Höhe über der Photosphäre befinden sich viele schmale, helle Flammenzungen, die Spiculae (engl. „spicules“, vgl. Abb. 1.3), die durch eine Höhe von etwa 5.000 km, eine Breite von 500 km, eine Temperatur von  $10^4$  K und eine Aufstiegs geschwindigkeit von 25 km/s gekennzeichnet sind (Bergmann et al., 2002). In der Chromosphäre findet man als feinste Strukturelemente kleine „Körner“ mit einer Größe von 1.000 km, die mit den Spiculae (Abb. 1.3: „spicules“) identifiziert werden können. Diese sind zu Büscheln gehäuft und bilden das chromosphärische Netzwerk, welches mit den Zellen der (photosphärischen) Supergranulation identisch ist (Bergmann et al., 2002). Zwischen den hellen Spiculae findet man dunkle Sprenkel (engl. „mottles“), die ebenfalls in Verbindung zum Netzwerk stehen und durch einen starken Anstieg des Magnetfeldes (siehe Abschnitt 1.3) gekennzeichnet sind (Stix, 2002).

Oberhalb der Chromosphäre befindet sich die **Korona**, die weißlich leuchtet. Mit Hilfe eines Koronographen kann man die Korona jederzeit beobachten, jedoch ist das zu einer totalen Sonnenfinsternis am besten und detailliertesten möglich. Mit Hilfe von Spektralaufnahmen konnte man zeigen, dass es drei verschiedene Komponenten gibt, die sich überlagern: Erstens die K-Korona (rein kontinuierliches Spektrum, gleiche Intensitätsverteilung wie das Kontinuum der Photosphäre, siehe Abschnitt 1.4.1), zweitens die L-Korona (reines Emissionslinienspektrum) und drittens die F-Korona („Fraunhofer-Korona“, das Spektrum entspricht fast genau dem Photosphärenspektrum mit den Fraunhofer-Linien) (Bergmann et al., 2002).

Die Korona bezieht ihre Energie aus den mit Konvektion und Zirkulation verbundenen Bewegungen des Plasmas aus darunterliegenden Schichten. Über die Magnetfelder (siehe Abschnitt 1.3) ist das koronale Plasma mit den subphotosphärischen Schichten gekoppelt. Das heiße koronale Plasma ( $T \sim 5 \times 10^5$  K) erstreckt sich in weitem Abstand von der Sonne und dehnt sich permanent aus. Die hohen Temperaturen in den sogenannten koronalen Bögen kann man mit der in der Korona dominierenden magnetischen Wechselwirkung erklären: die Energiedichte

<sup>11)</sup>  $\tau_{500}$ : optische Tiefe im Kontinuum bei der Wellenlänge 500 nm.

des Magnetfeldes ist größer als die thermische Energiedichte des Gases. In den sogenannten koronalen Löchern (siehe Abb. 1.5) am Nord- und Südpol der Sonne entsteht der schnelle Sonnenwind (Abb. 1.3: „solar wind“), der eine Partikelstrahlung aus Elektronen, Protonen und  $\alpha$ -Teilchen mit Geschwindigkeiten von 750 km/s ist (Stix, 2002). Der mögliche Einfluss dieser Partikelstrahlung auf das Klima wird in Kapitel 2 diskutiert. Der Sonnenwind ist langsamer und weniger variabel in niedrigeren heliographischen Breiten. Insgesamt verliert die Sonne pro Jahr durch diesen kontinuierlichen Sonnenwind aber nur  $10^{-14}$  ihrer Masse.

### 1.3 Das Magnetfeld der Sonne

Das Magnetfeld der Sonne ist der Ursprung der vielfältigen solaren Aktivität wie z. B. Sonnenflecken, Fackeln, Protuberanzen und Eruptionen (Stix, 2002), welche im Folgenden (Abschnitt 1.3.1) näher beschrieben werden. Der Zusammenhang zwischen der solaren und der magnetischen Aktivität wurde bereits 1850 etwa gleichzeitig von Gautier, Sabine und Wolf bemerkt (Hoyt und Schatten, 1997). Das solare Magnetfeld entsteht durch das Zusammenspiel von Rotations- und Konvektionsprozessen in den äußeren 29% des Sonnenradius (200.000 km). Diese Bewegungen führen zu elektrischen Strömen, welche Magnetfelder hervorrufen, die ihrerseits wieder elektrische Ströme hervorrufen. Dies ist der sogenannte Dynamoэффект (Schrijver und Title, 2001). Mit Hilfe von Modellen versucht man, die Sonnendynamotheorie<sup>12)</sup> nachzuvollziehen, allerdings ist das bisher nicht vollständig gelungen (Weiss und Tobias, 2000). Die Symmetrie zwischen magnetischen und elektrischen Feldern ( $\mathbf{B}^{13)}$  und  $\mathbf{E}$ ) wird anhand der Maxwell-Gleichungen deutlich (Stix, 2002):

$$\operatorname{div} \mathbf{B} = 0, \quad (1.1)$$

$$\operatorname{rot} \mathbf{B} = \mu \mathbf{j}, \quad (1.2)$$

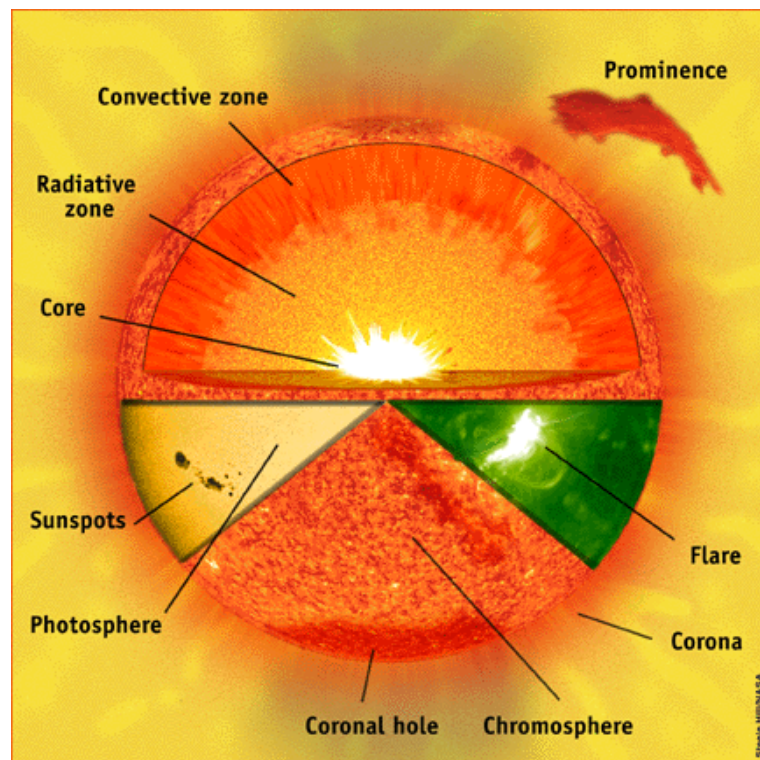
$$\operatorname{rot} \mathbf{E} = -\dot{\mathbf{B}}, \quad (1.3)$$

mit der elektrischen Stromdichte  $\mathbf{j}$  und der magnetischen Permeabilität  $\mu$  ( $\mu = 4\pi \times 10^{-7}$  Vs/Am für den freien Raum);  $\dot{\mathbf{B}}$  = zeitliche Ableitung von  $\mathbf{B}$ . In Gl. 1.2 ist der Verschiebungsstrom (eine zeitliche Änderung des elektrischen Feldes) vernachlässigt worden, was in guter Näherung einer nicht relativistischen Approximation ( $|\mathbf{v}| \ll c$ ) oder „langsamen“ Phänomenen entspricht. Die Gleichung 1.2 besagt, dass Ströme, d.h. bewegte Ladungen, Magnetfelder erzeugen, deren geschlossene Feldlinien die Ströme umkreisen. Gleichung 1.3 besagt, dass sich ändernde Magnetfelder elektrische Felder erzeugen, deren geschlossene Feldlinien die Änderungsrichtung des Magnetfeldes umkreisen.

In ihrer ursprünglichen Form (z. B. Gerthsen, 1995) drücken die Maxwell-Gleichungen bis auf die Tatsache, dass es zwar elektrische, aber keine magnetischen Ladungen und Ströme gibt, die völlige Symmetrie zwischen elektrischem und magnetischem Feld aus. Sie machen deutlich, dass ein sich zeitlich änderndes elektrisches Feld ein magnetisches Wirbelfeld erzeugt, genauso wie ein sich zeitlich änderndes Magnetfeld ein elektrisches Wirbelfeld erzeugt. Überall auf der Sonne gibt es genügend freie Elektronen, so dass ein elektrischer Strom fließen kann, der eine Bewegung der negativ geladenen Elektronen relativ zu den positiv geladenen

<sup>12)</sup>Die geomagnetische Vorläufermethode für die Dynamotheorie geht auf Brown und Williams (1969) und Ohl und Ohl (1979) zurück (Hoyt und Schatten, 1997). 1978 entwickelten Schatten und Kollegen eine Dynamotheorie, um die solare Aktivität vorherzusagen, als Eingabe dafür dienten verschiedene solare Indizes (Hoyt und Schatten, 1997).

<sup>13)</sup>Vektoren sind dick gedruckt.



**Abbildung 1.5:** Aufbau der Sonne mit einigen wichtigen Aktivitätserscheinungen im jeweiligen Spektralbereich, in dem sie erkennbar sind (<http://sohowww.nascom.nasa.gov/>).

Ionen darstellt (Stix, 2002). Durch die Sonnenrotation entsteht dann das Sonnenmagnetfeld, welches sich im Gegensatz zum Erdmagnetfeld relativ weit an der Oberfläche befindet. Die elektrische Leitfähigkeit der Konvektionszone, in der man eine völlige Ionisation des Gases annimmt, erreicht sehr hohe Werte ( $\sigma \simeq 0.003T^{3/2} \text{ A/Vm}$ ). In der Photosphäre und Chromosphäre ist die Temperatur so niedrig, dass die Hauptbestandteile Wasserstoff und Helium fast vollständig neutral sind. Schwerere Elemente mit niedrigerem Ionisierungslevel ermöglichen dennoch eine elektrische Leitfähigkeit, die allerdings im Vergleich zur Konvektionszone reduziert ist. Es kann allerdings zu großen horizontalen Gradienten der elektrischen Leitfähigkeit kommen. Beispielsweise kann der Temperaturunterschied in Sonnenflecken (siehe Abschnitt 1.3.1) zu einer Variation der Leitfähigkeit von einer Größenordnung führen. Wenn Kollisionen selten vorkommen und das Magnetfeld stark ist, kann die Leitfähigkeit anisotrop (richtungsabhängig) werden, was in der Chromosphäre und Korona wichtig wird. Die vielfältigen Phänomene der Sonnenatmosphäre, die im Zusammenhang mit dem Sonnenmagnetfeld stehen und zu verschiedensten Aktivitätserscheinungen führen, werden nun genauer beschrieben.

### 1.3.1 Aktivitätserscheinungen

In Zeiten starker Aktivität gibt die Sonne Energie in ganz unterschiedlicher Form ab, z. B. als beschleunigte Teilchen, große Bewegungen von Masse und in unterschiedlichen Spektralbereichen emittierte Strahlung von Gamma-Strahlung bis hin zu Radiowellen (Stix, 2002). Eine

Vielzahl von Beobachtungstechniken erlaubt eine Beschreibung der verschiedenen Phänomene, denen ganz unterschiedliche Namen gegeben wurden. Manchmal treten diese Phänomene isoliert auf, aber meistens besonders im Fall großer Ereignisse stehen diese miteinander in Verbindung.

## Sonnenflecken

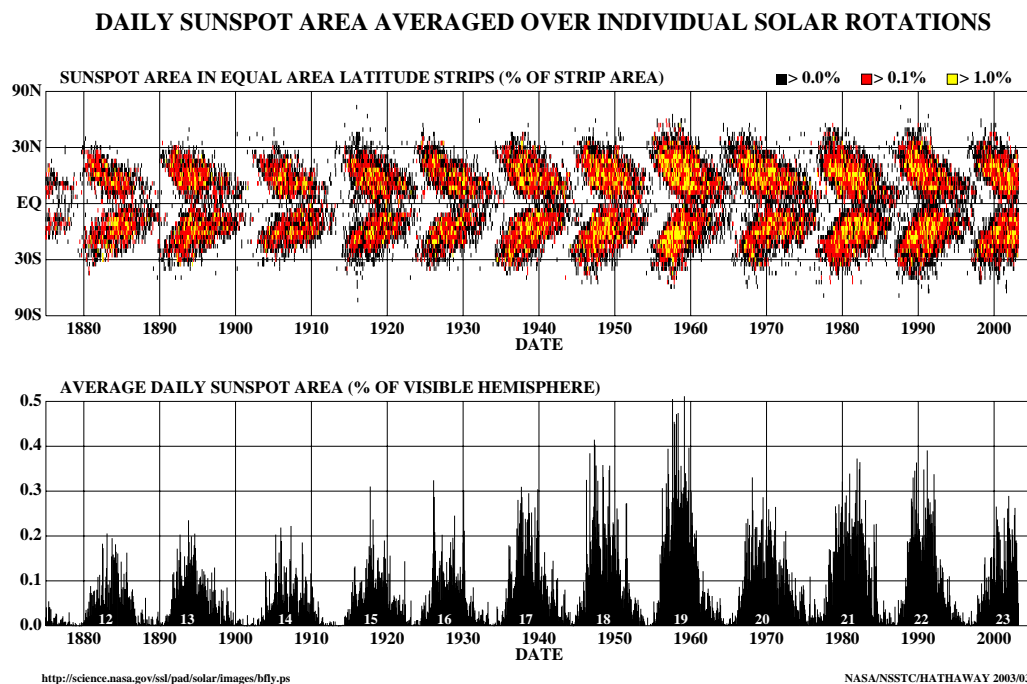
Die auffälligste und bekannteste Intensitätsschwankung der Solarstrahlung geht mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzklus einher, der nach seinem Entdecker auch Schwabe<sup>14)</sup>-Zyklus genannt wird. Dieser Zyklus ist allerdings nicht ganz regelmäßig und im Abstand von 8-17 Jahren tritt eine maximale bzw. minimale Anzahl von Sonnenflecken auf. Als Maß für die Häufigkeit von Sonnenflecken wurde 1848 von R. Wolf (1816-1893) die Sonnenfleckenzahl  $R$  eingeführt: sind an einem Tag  $g$  Fleckengruppen mit insgesamt  $f$  Einzelflecken vorhanden, so beträgt die Relativzahl für diesen Tag:  $R = k(10g + f)$ , wobei  $k$  ein Normierungsfaktor ist<sup>15)</sup>. Eine andere Beschreibung für die Sonnenflecken ist neben der Sonnenfleckenzahl die sogenannte Gruppensonnenfleckenzahl (Hoyt und Schatten, 1997). Zwischen der von den Sonnenflecken bedeckten Fläche und der Relativzahl  $R$  besteht im Mittel eine lineare Beziehung. Die prozentual von den Sonnenflecken bedeckte Fläche der sichtbaren Sonnenhemisphäre ist in Abb. 1.6 dargestellt. Aufzeichnungen von Sonnenflecken reichen bis etwa 1610 zurück (siehe auch Abb. 1.12).

Ein Sonnenfleck besteht aus einem dunkleren Kern, der sogenannten Umbra, und einem weniger dunklen Hof, der sogenannten Penumbra (siehe Abb. 1.4 und 1.5). In den Sonnenflecken liegt die Temperatur ca. 2.500 K niedriger als in benachbarten Photosphärengebieten, das heißt dort wird weniger Sonnenenergie abgestrahlt. Über die Spektren von Sonnenflecken, in denen man eine Aufspaltung der Fraunhofer-Linien (siehe Abschnitt 1.4.1) durch den Zeeman-Effekt<sup>16)</sup> beobachten kann, wurden magnetische Flussdichten von bis zu  $B=0.4$  Tesla (T) bestimmt, das entspricht in etwa dem  $10^4$ -fachen des Erdmagnetfeldes, wobei das Feld in der Umbra senkrecht zur Sonnenoberfläche verläuft (Bergmann et al., 2002). Die Abkühlung der

<sup>14)</sup>Samuel Heinrich Schwabe (1789-1875) entdeckte 1843 eine etwa 10-jährige Periode der Sonnenflecken. Eine Veröffentlichung dieses Ergebnisses in den „Astronomischen Nachrichten“ erregte so lange wenig Aufsehen bis seine Sonnenfleckendaten 1851 in Alexander von Humboldts (1769-1859) berühmtem Werk „Kosmos“ (Volumen III) veröffentlicht wurden (Charbonneau, 2000). Vor Schwabe führte William Herschel (1738-1822) von 1800 bis 1826 Sonnenfleckenzahlbeobachtungen durch. Ein vollständiger historischer Überblick über die Beobachtung von Sonnenphänomenen ist in Hoyt und Schatten (1997) zu finden.

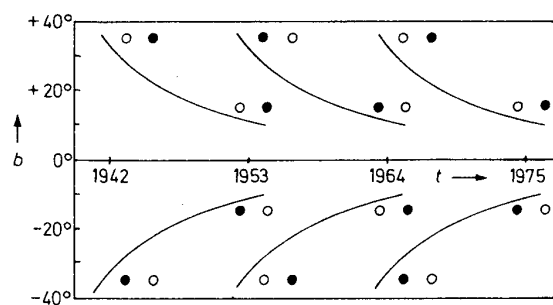
<sup>15)</sup> $k = 1$  für den von Wolf benutzten Fraunhofer-Refraktor in Zürich, der 8 cm Öffnung und eine 64-fache Vergrößerung hat. Für andere Beobachtungsinstrumente wird der Faktor  $k$  bestimmt, indem man den mit diesem Instrument erhaltenen Wert für  $10g + f$  mit der täglich veröffentlichten Züricher/Wolf Standard-Relativzahl vergleicht (Gondolatsch et al., 1978). Wenn nur ein Einzelfleck vorhanden ist, beträgt die Standard-Relativzahl  $R = 11$ , der größte Wert von  $R$  wurde 1957 mit 201,3 beobachtet. Wolf rekonstruierte 1868 die Sonnenaktivität von 1700 an, welche danach vom Züricher Observatorium weitergeführt wurde (Hoyt und Schatten, 1997).

<sup>16)</sup>Bringt man ein Atom in ein Magnetfeld, so erfahren die um den Kern kreisenden Elektronen wie alle elektrischen Ströme in Magnetfeldern Kräfte, die zu einer zusätzlichen Drehung des ganzen Atoms um die Richtung des Magnetfeldes führen. Hat die Drehbewegung die gleiche Richtung wie die Bahnbewegung des Elektrons, addieren sich die Geschwindigkeiten und die Energie des Elektrons wächst, während sie bei gegenläufiger Bewegung abnimmt. Die Energieänderung ist proportional zur magnetischen Flussdichte  $B$  und ist abhängig von der Lage der Elektronenbahnebene relativ zum Magnetfeld. Die Energieniveaus spalten sich im Magnetfeld in mindestens zwei Komponenten auf, was auch zu einer Aufspaltung der Spektrallinien führen muss, die beim Übergang der Elektronen von einem Energieniveau zu einem anderen entstehen (Gondolatsch et al., 1978).



**Abbildung 1.6:** Oben: Schmetterlingsdiagramm (engl. „butterfly diagram“), welches die heliographische Breite der Sonnenflecken seit Mai 1874 zeigt. Unten: Zyklische Variation der von den Sonnenflecken prozentual bedeckten Fläche der sichtbaren Sonnenhemisphäre für den gleichen Zeitraum mit der Nummerierung des jeweiligen Sonnenfleckenzyklus (Weiss und Tobias, 2000).

Flecken relativ zu ihrer Umgebung läßt sich direkt als Folge der starken Magnetfelder im Innern der Flecken erklären: unter der Annahme, dass während der Lebensdauer eines Flecks Gleichgewicht zwischen dem Gasdruck im Fleck plus dem magnetischen Druck senkrecht zu den Magnetfeldlinien und dem Gasdruck der umliegenden Photosphäre besteht, ergibt sich für einen typischen Fleck mit  $B=0.15$  T eine Druckerniedrigung, die einer Temperaturdifferenz von 2.500 K entspricht (Bergmann et al., 2002). Sonnenflecken besitzen einen Durchmesser von ca.  $10^4$  km, in Extremfällen auch bis zu  $10^5$  km, d.h. ihr Durchmesser kann also bis zu zehnmal so groß wie der Erddurchmesser sein (Hoyt und Schatten, 1997). Sie treten bevorzugt in Gruppen auf, die zwei Hauptflecken unterschiedlicher magnetischer Polarität besitzen (bipolare Gruppe) (Abb. 1.7), bilden sich innerhalb von Stunden und verschwinden innerhalb eines Tages, nur größere Gruppen bleiben länger erhalten (bis zu 100 Tage). Der in Rotationsrichtung vorne liegende p-Fleck (p=proceeding) befindet sich näher am Äquator als der nachfolgende f-Fleck (f=following) (Lerner, 2000). Die ersten Flecken eines neuen Zyklus treten stets in hohen heliosphärischen Breiten ( $\pm 35^\circ$ ) auf und erscheinen später immer näher am Sonnenäquator (bis zu einer Breite von  $\pm 8^\circ$ ) (Abb. 1.6). Die 11-jährigen Sonnenfleckenzyklen werden seit dem Minimum 1755 numeriert. Der Zyklus Nr. 20 begann beispielsweise  $1755 + 19 \cdot 11 = 1964$  (nach der Züricher Statistik genau Mitte September 1964) (Gondolatsch et al., 1978). Der Zyklus Nr. 19 besitzt die höchste solare Aktivität seit Beginn der Teleskop Messungen (Hoyt und Schatten, 1997). Während eines Zyklus bleibt die Polarität der beiden Hauptflecken erhalten und ist auf der Nord- und der Südhalbkugel der Sonne entgegengesetzt für den im Sinne der Sonnenrotation vorangehenden Fleck (Halesches Polaritätsgesetz, Bergmann et al. (2002))



**Abbildung 1.7:** Polarität der bipolaren magnetischen Regionen auf der Nord- und Südhalbkugel der Sonne während des 18., 19. und 20. Aktivitätszyklus.

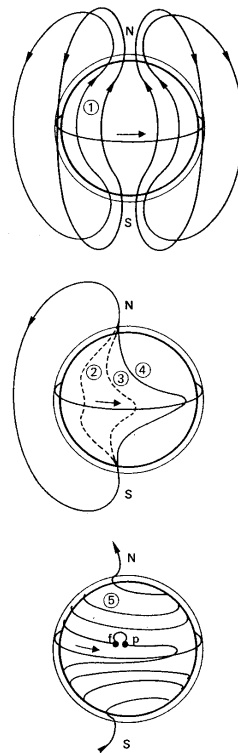
• magnetischer Nordpol, ○ magnetischer Südpol (Gondolatsch et al., 1978).

(vgl. Abb. 1.7). Nach einem Sonnenfleckenzyklus kehrt sich die Polarität um, ein vollständiger magnetischer Zyklus dauert also 22 Jahre (Abb. 1.7).

Die Bipolarität der Flecken und ihr äquatorwärtiges Wandern während eines Zyklus lassen sich mit der differentiellen Rotation<sup>17)</sup> der Sonne erklären. Aufgrund dieser differentiellen Rotation kommt es im Inneren zu großen Strömen freier Ionen ( $H^+$ ) und Elektronen, die nach Gl. 1.1 wiederum ein Magnetfeld in Richtung der Sonnenachse zur Folge haben. Das Magnetfeld der Sonne verläuft, wie bereits beschrieben wurde, nahe an der Oberfläche (siehe Abb. 1.8, 1). Die Feldlinien sind in der Materie „eingefroren“, können also ihre Orientierung relativ zur Materie nicht ändern, weil die Leitfähigkeit des Sonnenplasmas so hoch ist. Durch die differentielle Rotation dehnen sich die Feldlinien aus und werden um die Sonne „herumgewickelt“ (Abb. 1.8, 2-4). Je mehr sich die Magnetfeldlinien aufwickeln, desto mehr konzentrieren sie sich am Äquator, wo die Magnetfeldinstabilitäten größer werden. Dort, wo die Feldlinien die Photosphäre durchstoßen bildet sich eine bipolare Gruppe (siehe Abb. 1.8, 5), die mit fortschreitender Zeit äquatorwärts wandert. Am Ende schließen sich die Magnetfelder äquatorübergreifend „kurz“ und es beginnt ein neuer Zyklus mit entgegengesetzter magnetischer Polarität (Lerner, 2000). Die differentielle Rotation der Sonne führt dazu, dass ein anfänglich poloidales (radialsymmetrisches) Feld in ein toroidales (Form eines Torus) umgewandelt wird (Hoyt und Schatten, 1997) (vgl. auch Abb. 1.8). Oberhalb der Photosphäre expandiert das Magnetfeld einer bipolaren Gruppe wegen des sehr niedrigen Gasdrucks in die Sonnenkorona hinaus. Dabei halten die geschlossenen Magnetfeldlinien das dünne, heiße Plasma fest und es entstehen sogenannte „koronale Bögen“, die man im Röntgenbereich beobachten kann (Bergmann et al., 2002). Der Sonnenwind entsteht durch Materieabströmung außerhalb der bipolaren magnetischen Gebiete entlang offener Feldlinien und ist direkt an den sogenannten Koronalstrahlen zu erkennen (siehe Abb. 1.9).

Die feinere Auflösung der Sonnenbeobachtung, z. B. Filtergramme der Chromosphäre, ermöglichte die Entdeckung von dünnen, vertikalen magnetischen Flussröhren (engl. „tubes“) mit einem Durchmesser von 100 bis 200 km, in denen sehr hohe Flussdichten von 0.1 bis 0.2 T existieren. Sie treten als kleine helle Punkte in Filtergrammen der Chromosphäre auf, sind auf die Randbereiche der Supergranulationszellen (siehe Abschnitt 1.2.2) konzentriert und bilden da-

<sup>17)</sup>Richard Carrington entdeckte zwischen 1853 und 1861 die differentielle Rotation der Sonne, weswegen diese auch manchmal Carrington-Rotation genannt wird. Seine Beobachtungen, dass sich die Sonnenflecken in unterschiedlichen heliosphärischen Breiten bilden, wurde 1904 von Maunder in einem sogenannten Maunder-Schmetterlingsdiagramm (siehe Abb. 1.6) graphisch dargestellt (Hoyt und Schatten, 1997).



**Abbildung 1.8:** Schematische Darstellung des „Aufwickelns“ der Magnetfeldlinien der Sonne (Lerner, 2000).

mit das chromosphärische Netzwerk (siehe Abb. 1.9). In der oberen Chromosphäre werden diese Flussröhren trichterförmig breiter und es steigen aus ihnen die Spiculae (siehe Abschnitt 1.2.2) auf (siehe Abb. 1.9). Vermutlich entstehen die Flussröhren an den Rändern der Konvektionszellen durch Kompression des von der Mitte nach außen strömenden Gases, da dort die kinetische Energiedichte groß gegen die magnetische Energiedichte ist und so die eingefrorenen vertikalen Feldlinien mitgenommen werden.

In der Nähe der Rotationspole der Sonne beobachtet man Magnetfelder gleicher Polarität, so dass der Eindruck eines Dipolfeldes entsteht (vgl. Abb. 1.8, 1). Damit kann man unter anderem die Polarstrahlen der während eines Fleckenminimums abgeplatteten Korona<sup>18)</sup> erklären (Bergmann et al., 2002).

Neben den Sonnenflecken, für die sehr lang zurückreichende Aufzeichnungen existieren, gibt es allerdings auch andere Messgrößen für die Aktivität der Sonne (siehe Abschnitt 1.3.2).

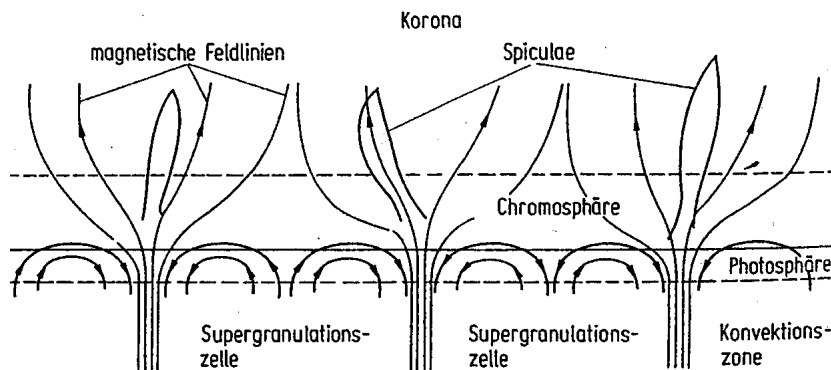
### Fackeln, Plages

Fackeln (engl. „faculae“) sind helle, 5.000 bis 50.000 km große Gebiete, die auf der ganzen Sonnenscheibe (Photosphäre und Chromosphäre) vorkommen und im monochromatischen<sup>19)</sup> Licht (etwa in  $H_\alpha$  oder H und K des Ca II; Emissionslinien im UV-Bereich) beobachtbar sind (Abb. 1.5: helle Gebiete auf der Chromosphäre und Abb. 1.10). Sie treten in Aktivitätszentren

<sup>18)</sup> Die Form der Korona unterscheidet sich zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum: im Maximum hat die Korona eine symmetrische, runde Form, während sie im Minimum eine Ausdehnung in der Äquatorzone sowie Polarstrahlen aufweist.

<sup>19)</sup> griech.-lat.: einfarbig, nur zu einer Spektrallinie gehörig.



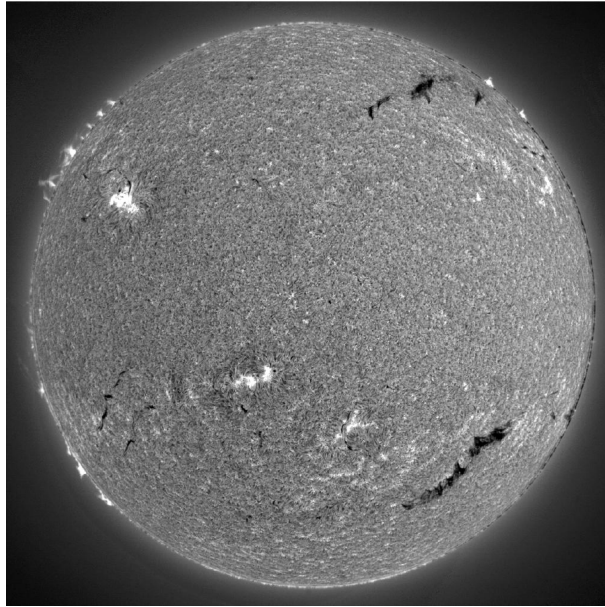


**Abbildung 1.9:** Magnetfeldstruktur und Supergranulation (Bergmann et al., 2002).

und in der Nähe von Sonnenflecken auf und haben eine größere Ausdehnung und Lebensdauer als die Sonnenflecken. Im Durchschnitt existieren die Fackelgebiete dreimal so lange wie die zugehörigen Fleckengruppen. Da die Fackeln nicht nur in der Nähe von Sonnenflecken, sondern auch in der Nähe von magnetischen Aktivitätsgebieten ohne Flecken auftreten, eignen sie sich bedeutend besser als die Sonnenflecken als Indikator für die Bereiche und die Stärke der Sonnenaktivität (siehe Abschnitt 1.3.2). Innerhalb der chromosphärischen Fackeln treten die stärksten Aktivitätserscheinungen der Sonnenatmosphäre, die sogenannten Eruptionen (siehe unten), auf. Neben den Fackeln gibt es noch die sogenannten Plages (frz. „Strand“), breite helle Regionen in der Chromosphäre, die man ebenfalls im monochromatischen Licht, z. B. der Ca II K Emissionslinie, sehen kann (Hoyt und Schatten, 1997). Sie treten gemeinsam mit den Fackeln auf, haben aber eine andere räumliche Ausdehnung.

### Die Protuberanzen, Filamente

Protuberanzen (engl. „prominences“) sind auffallende, leuchtende Materiewolken in der Chromosphäre und Korona (Abb. 1.5), die auch in aktiven Gebieten entstehen und bei Sonnenfinsternissen besonders gut am Sonnenrand als helle Bögen zu sehen sind (Lermer, 2000). Mit Hilfe von Spektroheliographen und Koronographen kann man Protuberanzen auch außerhalb von Sonnenfinsternissen beobachten. Protuberanzen bestehen aus Materie, die aus dichteren Teilen der Korona längs der magnetischen Feldlinien nach unten abfließt, manchmal wird auch Materie aus der Chromosphäre nach oben gerissen. Die kühlere und damit dichtere Materie wird sozusagen vom Magnetfeld „getragen“. Es gibt aber auch stationäre Protuberanzen, die ihre äußere Gestalt wenig ändern und monatelang bestehen können, bis alle Materie entlang der Feldlinien abgeflossen ist. Und es gibt eruptive und Fleckenprotuberanzen, bei denen schnell ablaufende, heftige Materiebewegungen über Flecken oder Eruptionen stattfinden (Lermer, 2000). Protuberanzen können nicht nur am Sonnenrand, sondern auch auf der Sonnenscheibe beobachtet werden. Da ihre Temperatur deutlich unterhalb der Temperatur in der Korona von  $10^6$  K liegt, erscheinen sie auf Spektroheliogrammen oder Filtergrammen ( $H_\alpha$  oder anderer starker Fraunhofer-Linien) als dunkle, lange Fäden oder größere, langgestreckte Gebilde auf hellerem Untergrund (Abb. 1.10). Protuberanzen in dieser Erscheinungsform werden Filamente genannt, da man erst später erkannte, dass es sich um ein und dieselbe Erscheinung handelt. Filamente sind schmale, lange, sich schnell verändernde Gebilde (im Mittel 7.000 km dick, 40.000 km hoch, 200.000 km lang,  $T \approx 10.000$  K) mit einer Lebensdauer von mehreren



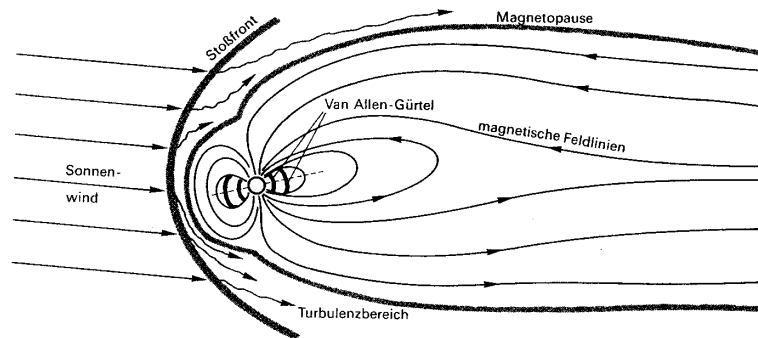
**Abbildung 1.10:** Bild der ganzen Sonnenscheibe in der H-alpha Linie ohne Randverdunklung (dieser Effekt wurde subtrahiert) aufgenommen am 29.10.1997 auf dem Big Bear Solar Observatory in Boulder/Colorado, USA (<http://www.bbso.njit.edu/>). Zu erkennen sind die dunklen Filamente sowie helle Fackelgebiete.

Stunden oder Tagen. Bei ihrer Entstehung sind die Filamente meridional orientiert, werden dann aber durch die differentielle Rotation der Sonne langsam in Ost-West-Richtung gedreht (Schaifers und Traving, 1984).

### Sonneneruptionen

Besonders spektakuläre Aktivitätserscheinungen der Sonne sind die sogenannten Sonneneruptionen (engl. „flares“), welche im sichtbaren Bereich durch ein plötzliches helles Aufleuchten eines eng begrenzten Gebietes vorwiegend im Licht der  $H\alpha$ -Linie gekennzeichnet sind (Abb. 1.5). Die Helligkeit steigt für einige Minuten an und nimmt langsam wieder ab (in ca. 30 min bis 1 Std.) (Stix, 2002). Die Gebiete, in denen Sonneneruptionen vorkommen, liegen zwischen oder nahe bei Sonnenflecken, also dort, wo starke Magnetfelder verschiedener Polarität nahe beieinander liegen (Bergmann et al., 2002). Die Sonneneruptionen treten oft direkt nach dem Verschwinden von Filamenten auf, das Magnetfeld im Filament wird instabil und das Filament bricht in die Korona aus, typischerweise in Form von einem sich ausdehnenden Bogen mit Geschwindigkeiten von einigen hundert km/s, was besonders spektakulär aussieht, wenn es als eruptive Protuberanz am Sonnenrand auftritt (Stix, 2002). Bei großen Flares ist eine gesamte Energieproduktion von  $10^{25-26}$  J (das ist fast die Energieabgabe der ganzen Sonne pro Sekunde) möglich und es treten Verstärkungen in fast allen Bereichen des elektromagnetischen Spektrums (siehe Abschnitt 1.5.2) auf: die chromosphärische und koronale Emission im UV und im Bereich der weichen Röntgenstrahlung ist verstärkt, auch harte Röntgenstrahlung und Gamma-Strahlung mit Energien bis zu 1 GeV wurden beobachtet. Die Radiofrequenzstrahlung des Meterwellenbereiches auf der anderen Seite des Spektrums wächst auf das  $10^4$ -fache ihrer ruhigen Stärke (engl. „outbursts“, siehe Abb. 1.16) an (Stix, 2002).

Koronale Materieausbrüche (engl. „coronal mass ejections“ (CME)) sind blasenförmige Ausbrüche, die oft im Zusammenhang mit eruptiven Protuberanzen beobachtet werden. Der Name „koronale Materie“ bedeutet nicht, dass Materie aus der Korona ausgestoßen wird, sondern



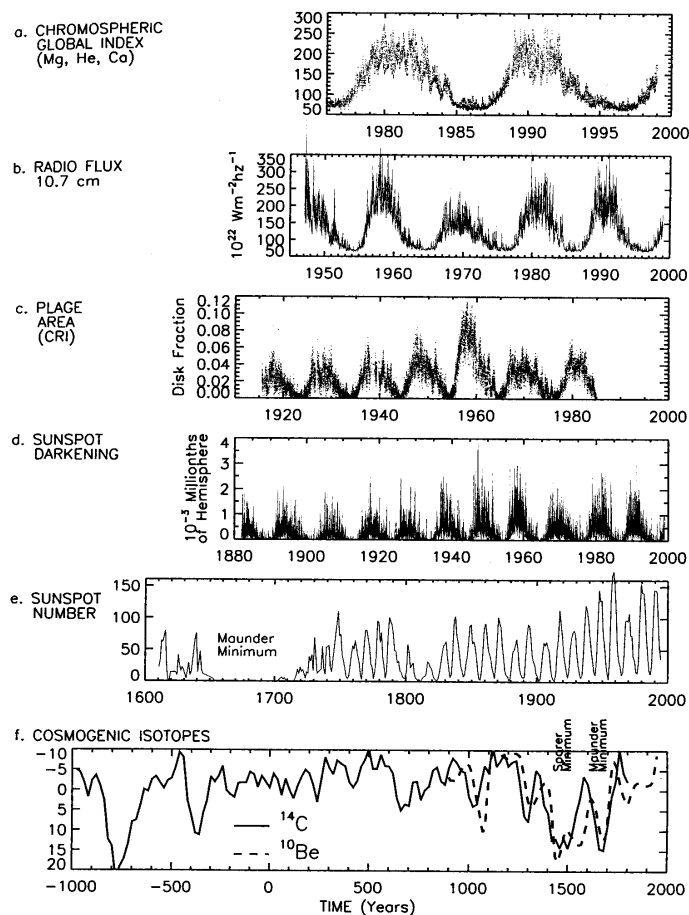
**Abbildung 1.11:** Die Magnetosphäre der Erde (Lermer, 2000).

dass überhaupt Materie abgesondert wird, was man in der Korona sehen kann (Stix, 2002). Vermutlich tragen CMEs zu 10% zum Massenverlust durch den Sonnenwind bei (Stix, 2002). Die Auswirkungen von Sonneneruptionen sind auch auf der Erde zu spüren. Beispielsweise führt die stärkere harte Röntgenstrahlung zu einer erhöhten Ionisation der D-Schicht in der Ionosphäre, was zu einer Unterbrechung des Kurzwellenfunkverkehrs führen kann, die Gamma-Strahlung führt zu einer Verstärkung der „niederenergetischen“ Komponente der kosmischen Strahlung und die Korpuskularstrahlung durch Plasmawolken mit Geschwindigkeiten von 1.000 bis 2.000 km/s führt nach ein bis zwei Tagen zu magnetischen Stürmen in der Magnetosphäre der Erde (Abb. 1.11) sowie zu Polarlichtern (Bergmann et al., 2002).

### 1.3.2 Indizes der Sonnenaktivität

Es gibt verschiedene Indizes, um die Sonnenaktivität zu beschreiben (Abb. 1.12). Neben der bereits erwähnten Sonnenfleckenzahl  $R$  (Abb. 1.12e), dem verdunkelnden Effekt von Sonnenflecken (Abb. 1.12d), dem aufhellenden Effekt von Fackeln und Plages (Abb. 1.12c) und dem 10.7 cm Radiofluss (Abb. 1.12b), gibt es auch noch den sogenannten chromosphärischen Index (Abb. 1.12a), der sich aus den Messungen verschiedener markanter Spektrallinien zusammensetzt (Mg, He und Ca) (Abb. 1.12a). Das Sonnenfleckenzahlmaximum um 1980 kann man beispielsweise in allen Indizes a) bis e) sehr deutlich sehen. Die Zeitreihen der Indizes reichen teilweise nicht sehr weit zurück (z. B. Abb. 1.12a), so dass man auf Modelle angewiesen ist, wenn man eine einheitliche weiter zurückreichende Zeitreihe der solaren Aktivität benötigt. Am längsten zurück reicht die Zeitreihe der Sonnenfleckenzahl, die 1608 mit der Entdeckung des Fernrohres beginnt. Besonders auffällig ist die Zeit von 1645 bis 1715, in der es praktisch keine Sonnenflecken gab und die nach ihrem Entdecker Maunder<sup>20)</sup> Minimum genannt wurde (Maunder, 1894). Das Maunder Minimum ist ein Beispiel dafür, dass eine Zeit minimaler Sonnenaktivität mit einer kalten Phase des Erdklimas (der kleinen Eiszeit) zusammenfällt (Eddy, 1976) (siehe auch Kapitel 2). Neben dem Maunder Minimum gibt es noch ein zweites stärkeres Minimum in der solaren Aktivität, das Spörer Minimum im 15./16. Jahrhundert (Abb. 1.12f). Auf andere Minima und Maxima der Sonnenaktivität wird hier nicht weiter eingegangen und auf Kapitel 2 verwiesen. Für die Zeit vor der Existenz von Fernrohren gibt es, wie bereits erwähnt wurde (Abschnitt 1.1), Beobachtungen von Sonnenflecken und

<sup>20)</sup> Maunder vervollständigte die Untersuchungen von Gustav Spörer (1822-1895), dem die Zeit im 17. Jahrhundert ohne Sonnenflecken aufgefallen war (Charbonneau, 2000).



**Abbildung 1.12:** Die solare Aktivität führt zu einer Reihe von Phänomenen, für die unterschiedliche Indizes abgeleitet wurden. Die Indizes a) bis e) basieren auf verschiedenen direkten Sonnenbeobachtungen und werden daher auch direkte Indizes genannt, während die kosmischen Isotope in f) indirekte Indizes sind, da sie aus terrestrischen und nicht aus solaren Archiven gewonnen werden (Lean, 2000a).

Polarlichtern mit bloßem Auge sowie aus indirekten solaren Indizes (z. B. Abb. 1.12f oder 2.1) abgeleitete Rekonstruktionen der solaren Aktivität für die letzten 3.000 Jahre. Die indirekten Indizes beruhen auf kosmischen Isotopen<sup>21)</sup>, von denen  $^{14}\text{C}$  am weitesten zurückreicht. Neben  $^{14}\text{C}$ , welches z. B. aus Baumringen gewonnen wird, gibt es noch  $^{10}\text{Be}$ , welches aus Eisbohrkernen gewonnen wird (Beer, 2000). Die Interpretation dieser kosmischen Nuklide<sup>22)</sup> ist allerdings

<sup>21)</sup>Radioaktive Isotope wie  $^{14}\text{C}$  und  $^{10}\text{Be}$  entstehen durch den Beschuss der Hochatmosphäre mit hochenergetischer kosmischer Strahlung aus galaktischen Supernoven, die durch die Magnetosphäre und den Sonnenwind von der Erde abgehalten werden (vgl. Abb. 1.11). Deshalb sind diese mit der solaren Aktivität antikorreliert: hohe Werte von  $^{14}\text{C}$  und  $^{10}\text{Be}$  findet man im Sonnenfleckenminimum und niedrige im Sonnenfleckenmaximum (Pang und Yau, 2002).

<sup>22)</sup>Die Radiodatering beruht auf den Zerfallsraten von radioaktiven Nukliden, welche Naturkonstanten sind. Radiocarbonuhren beruhen auf dem  $\beta$ -Zerfall des Nuklids  $^{14}\text{C}$ , ihr Messbereich liegt zwischen 500.000 und 100 Jahren. Pflanzen nehmen bei der Assimilation  $\text{CO}_2$  über ihre Blätter aus der Luft auf und bauen diesen Kohlenstoff in ihre Struktur ein. Das natürliche Verhältnis von dem radioaktiven Nuklid  $^{14}\text{C}$  und dem stabilen Nuklid  $^{12}\text{C}$  ist in der Luft konstant, das gilt auch für das Gewebe lebender Pflanzen. Wenn die Pflanze abstirbt, nimmt sie kein  $\text{CO}_2$  mehr aus der Luft auf und das radioaktive  $^{14}\text{C}$  zerfällt exponentiell. Aus der  $^{14}\text{C}$ -Restaktivität des Gewebes und der Zerfallskonstanten von  $^{14}\text{C}$  kann man die Zeitspanne zwischen Absterbe-

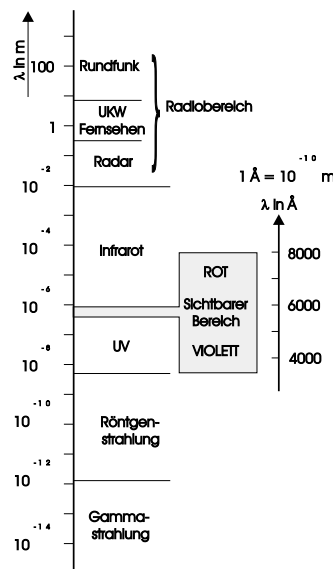


Abbildung 1.13: Das elektromagnetische Spektrum. (Lerner, 2000)

schwierig, da die gemessenen Konzentrationen nicht nur Informationen über die solare Aktivität, sondern auch über Änderungen der geomagnetischen Feldintensität und den Transport von der Atmosphäre in die Archive enthalten, in denen dann keine weitere Veränderung mehr stattfindet (Beer, 2000). Ein Vergleich von verschiedenen Nukliden, wie z. B.  $^{14}\text{C}$  und  $^{10}\text{Be}$ , die auf gleiche Art und Weise produziert wurden, aber ganz unterschiedliche geochemische Prozesse durchlaufen, ermöglicht, die Produktions- von den Systemeffekten zu trennen (Beer, 2000). Um die Variabilität der Solarstrahlung zu rekonstruieren, werden einige der hier beschriebenen Indizes benutzt, da sie weiter zurückreichen als Satellitenmessungen (vgl. auch Abschnitt 1.5.2).

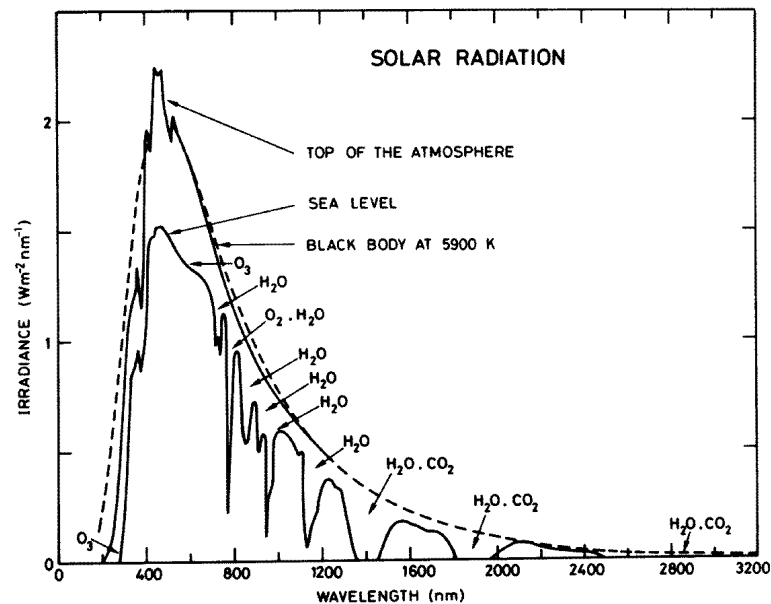
## 1.4 Die elektromagnetische Strahlung der Sonne

Das elektromagnetische Spektrum der Sonne reicht von Gamma- und Röntgenstrahlen, über die ultraviolette (UV), sichtbare (VIS) und infrarote (IR) Strahlung bis hin zu Radiowellenlängen (Radiobereich) (Abb. 1.13). Die Energie dieser Strahlung ist umso größer je größer die Frequenz, bzw. je kleiner die Wellenlänge, ist (vgl. auch Anhang A.1). Deshalb wirken die radioaktive Gammastrahlung, die Röntgenstrahlung sowie Teile der UV-Strahlung bei biologischen Lebewesen zellzerstörend.

Die am Oberrand der Erdatmosphäre ankommende solare Strahlung kann annähernd als Schwarzkörperstrahlung<sup>23)</sup> angesehen werden und ist in Abb. 1.14 für den Bereich (UV, VIS und IR) dargestellt, in dem sich der größte Anteil der totalen solaren Energie befindet. Durch Absorption, Streuung und Reflexion wird die ankommende solare Strahlung in der Erdatmosphäre geschwächt, so dass am Erdboden nur noch ein Teil dieser Strahlung ankommt (siehe auch Abschnitt 3.2.1). Vom Erdboden sind Beobachtungen der Sonnenstrahlung deshalb nur im

und Messzeitpunkt bestimmen (Breuer, 1994).

<sup>23)</sup> Die Charakteristika eines schwarzen Strahlers sowie einige Strahlungsgesetze sind im Anhang A.3 zu finden.



**Abbildung 1.14:** Das Sonnenspektrum (UV, VIS, IR) am Oberrand der Atmosphäre sowie am Erdboden unter Angabe der verantwortlichen absorbierenden Gase bei den verschiedenen Wellenlängen. Als Vergleich ist die Kurve für einen schwarzen Strahler mit einer Temperatur von 5.900 K angegeben (Brasseur und Solomon, 1984).

sogenannten „optischen Fenster“ der Erdatmosphäre von 0,3 bis 1  $\mu\text{m}$ <sup>24)</sup>, in einigen schmalen Bändern des IR-Bereiches und im „Radiofenster“ von Millimeterwellen bis zu 20-m-Wellen möglich (Bergmann et al., 2002). In den beiden „Fenstern“ der Erdatmosphäre erreicht die einfallende Sonnenstrahlung die Erdoberfläche ohne größere Verluste. Dies erklärt, warum auf der Erdoberfläche neben optischen Teleskopen vorwiegend Radioteleskope aufgestellt werden, während außerhalb der Atmosphäre auch IR-, UV-, Röntgen- und Gammateleskope auf Satelliten eingesetzt werden (Lerner, 2000). Besonders die Strahlung mit Wellenlängen kleiner als 300 nm konnte nur durch extraterrestrische Beobachtungen erschlossen werden.

### 1.4.1 Spektrale Energieverteilung

Das Sonnenspektrum besteht vom UV (ab ca. 200 nm) bis zum IR aus einem Kontinuum, welches eine maximale Stärke im Sichtbaren (bei ca. 500 nm) besitzt. Diesem Kontinuum sind zahlreiche Absorptionslinien<sup>25)</sup>, sogenannte Fraunhofer-Linien (siehe nächster Abschnitt), überlagert. 95% der Sonnenstrahlung kommen aus diesem Spektralbereich und haben ihren Ursprung in der Photosphäre. Dort entsteht das Sonnenlicht vorwiegend bei der Bildung von  $\text{H}^-$ -Ionen ( $\text{H} + e^- \rightarrow \text{H}^- + h\nu$ ) (Bergmann et al., 2002). Die positive Ladung des Wasserstoffkerns ist also in der Lage, neben dem „normalen“ Atomelektron noch ein zweites locker zu binden und ein negativ geladenes  $\text{H}^-$ -Ion zu bilden. Die beim Einfang eines freien Elektrons durch ein neutrales H-Atom in Form von elektromagnetischer Frei-gebunden-Strahlung<sup>26)</sup>

<sup>24)</sup> 1  $\mu\text{m} = 10^{-6} \text{ m} = 10^3 \text{ nm}$ , 1  $\text{nm} = 10^{-9} \text{ m}$

<sup>25)</sup> Einige Grundlagen elektromagnetischer Strahlung sowie von Absorptions- und Emissionsprozessen sind im Anhang A.1 zu finden.

<sup>26)</sup> Freie Elektronen werden nicht nur auf das  $\text{H}^+$ -Ion zu beschleunigt, sondern von diesem sogar eingefangen. Dadurch erreicht das Elektron einen energie günstigeren Zustand und neben der Bewegungsenergie des

Kurzbezeichnung	Wellenlänge/nm	Ursprung
H $\alpha$	656,3	H (Balmer-Serie)
D <sub>1</sub> , D <sub>2</sub>	589,6/589,0	Na (Dublett)
b <sub>1</sub> , b <sub>2</sub> , b <sub>4</sub>	518,4/517,3/516,7	Mg (Triplett)
H $\beta$	486,1	H (Balmer-Serie)
H $\gamma$	434,0	H (Balmer-Serie)
g	422,7	Ca
H $\delta$	410,2	H (Balmer-Serie)
H, K	396,9/393,4	Ca <sup>+</sup> (Dublett)

**Tabelle 1.3:** Bekannte starke Fraunhofer-Linien. (Bergmann et al., 2002). Vgl. auch Abb. A.1 für die Übergänge im Wasserstoffatom.

freigesetzte Bindungsenergie (0,75 eV) erklärt das Auftreten des Sonnenkontinuums. Die H<sup>-</sup>-Ionen werden durch Stöße oder Strahlungsabsorption leicht wieder zerstört, so dass der hohe Anteil an Wasserstoffatomen erhalten bleibt. Die „Undurchsichtigkeit“ der Photosphäre (vgl. Abschnitt 1.2.2) ist auf diese Strahlungsabsorption durch H<sup>-</sup>-Ionen zurückzuführen.

### Die Fraunhofer-Linien

Joseph Fraunhofer (1787-1826) zerlegte 1814 als erster das Sonnenlicht mit einem Glasprisma in seine Farbanteile und untersuchte die darin befindlichen schwarzen Linien, die nach ihrem Entdecker Fraunhofer-Linien genannt wurden (Lerner, 2000). Die Fraunhofer-Linien im Sonnenspektrum sind Absorptionslinien, die in der Photosphäre entstehen. Die Atome der Photosphäre absorbieren die geeigneten Frequenzen des in der tieferen Photosphäre erzeugten elektromagnetischen Strahlungskontinuums, welches sich für einen Erdbeobachter in fehlenden (dunklen) Linien im Spektrum niederschlägt. 1859 gelingt den Physikern Gustav R. Kirchhoff (1824-1887) und Robert W. Bunsen (1811-1899) eine Deutung der Spektrallinien und eine eindeutige Zuordnung von chemischen Elementen zu den einzelnen Linien. Zwischen 300 nm und 1  $\mu$ m gibt es im Sonnenspektrum über 20.000 Fraunhofer-Linien, von denen die bekanntesten in Tabelle (1.3) zusammengestellt sind. Die meisten der Linien werden durch Atome erzeugt, man findet aber auch schwächere Linien der Moleküle oder Molekülradikale CO, C<sub>2</sub>, CN, CH und OH. Im roten und infraroten Bereich des Sonnenspektrums findet man einige Linien, die in der Erdatmosphäre entstehen, sogenannte terrestrische oder tellurische<sup>27)</sup> Linien. Durch die Identifikation der Fraunhofer-Linien konnten 63 Elemente in der Sonnenphotosphäre sicher nachgewiesen werden und es zeigte sich, dass auf der Sonne dieselben chemischen Elemente wie auf der Erde vorkommen. Allerdings sind die prozentualen Anteile der Elemente anders als auf der Erde, 99,9% der Photosphärenmasse bestehen aus Wasserstoff und Helium (siehe auch Abschnitt 1.2). Helium ist allerdings im Photosphärenspektrum praktisch nicht vertreten (Bergmann et al., 2002).

Die Temperaturschichtung der Photosphäre (vgl. Abschnitt 1.2.2) ist eine wesentliche Ursache

Elektrons wird noch die Bindungsenergie frei.

<sup>27)</sup>lat.: tellus, telluris = Erde

für das Auftreten der Fraunhofer-Linien, welches eine Abweichung von dem Spektrum eines „schwarzen Strahlers“ darstellt (vgl. auch Abb. 1.14). Bei stark absorbierenden Wellenlängen, die als Spektrallinien beobachtet werden, kann die Strahlung nur aus den höchsten, kühleren Photosphärenschichten stammen. Deshalb ist die Strahlung aus diesen Bereichen schwächer als die aus tieferen Schichten stammende Strahlung benachbarter Wellenlängen, bei denen kontinuierliche Absorption stattfindet (Bergmann et al., 2002).

### Der UV-Bereich

Im mittleren und nahen UV-Bereich (200 bis 400 nm) emittiert die Sonne  $111 \text{ W/m}^2$ , das entspricht 8% der totalen Solarstrahlung (Lean et al., 1997). Der UV-Bereich wird unterteilt in den UV-A (315-400 nm), den UV-B (280-315 nm) und den UV-C (100-280 nm) Bereich (z. B. Brönnimann, 2002). Das besonders kurzwellige und dadurch sehr schädliche UV-C (es bewirkt Mutationen und Krebs und ist daher biologisch extrem kritisch) wird in der mittleren Atmosphäre (Stratosphäre und Mesosphäre) durch Sauerstoff und Ozon absorbiert (vgl. auch Abschnitt 3.2.1) und dringt nicht zum Erdboden vor. Auch ein Großteil der biologisch schädlichen UV-B Strahlung wird in der Stratosphäre durch Ozon absorbiert (vgl. Abschnitt 3.36). Nur die UV-A und ein geringerer Teil der UV-B Strahlung kommen am Erdboden an.

Während der VIS- und IR-Bereich des Spektrums durch ein Kontinuum gekennzeichnet sind, dominieren im UV-Bereich ab 300 nm Absorptionslinien das Spektrum, welche dem Kontinuum überlagert sind (siehe Abb. 1.15a). Wegen der relativ groben spektralen Auflösung können nur einige der stärksten Linien identifiziert werden: Mg I-Linie bei  $\lambda=285,2 \text{ nm}$  oder die Mg II h- und k-Linien bei  $\lambda=280,3 \text{ nm}$  und  $\lambda=279,6 \text{ nm}$ . Der Abfall in der Nähe von  $\lambda=210 \text{ nm}$  und das folgende Kontinuum zu kürzeren Wellenlängen hin sind auf die Ionisation von Al I zurückzuführen. Unterhalb dieser Aluminium-Linie nimmt die Bedeutung von Emissionslinien zu, unterhalb von 150 nm verschwinden die Absorptionslinien ganz aus dem Spektrum. Bei Wellenlängen kürzer als 140 nm beginnt die Emission chromosphärischer und koronaler Linien die Emission des Kontinuums zu dominieren. Mit der Abnahme der Wellenlänge von 300 bis 120 nm ändert sich die Quelle der solaren Emission von der Photosphäre zur Chromosphäre. Die effektive Emissionshöhe der Strahlung nimmt also zu kürzeren Wellenlängen hin zu. Das Minimum der Helligkeitstemperatur<sup>28)</sup> zwischen 180 und 150 nm charakterisiert die Übergangsregion zwischen Photo- und Chromosphäre, d.h. die solare Einstrahlung dieser Wellenlängenbereiche hat ihren Ursprung in der Chromosphäre (Brasseur und Solomon, 1984). Die Variation der Helligkeitstemperatur (6000 K oberhalb von 300 nm, 5000 K um 200 nm, 4500 K zwischen 170 und 130 nm) spiegelt sich in den Werten der solaren Ausstrahlung bei den unterschiedlichen Wellenlängen wider. Eine bekannte Emissionslinie ist die Lyman- $\alpha$  Linie des Wasserstoffs bei  $\lambda=121,57 \text{ nm}$ . Die mittlere Strahlung in dieser Linie beträgt  $6 \text{ mW/m}^2$ , was soviel ist wie im gesamten Spektrum unterhalb von 150 nm (ohne Lyman- $\alpha$ !) (Stix, 2002).

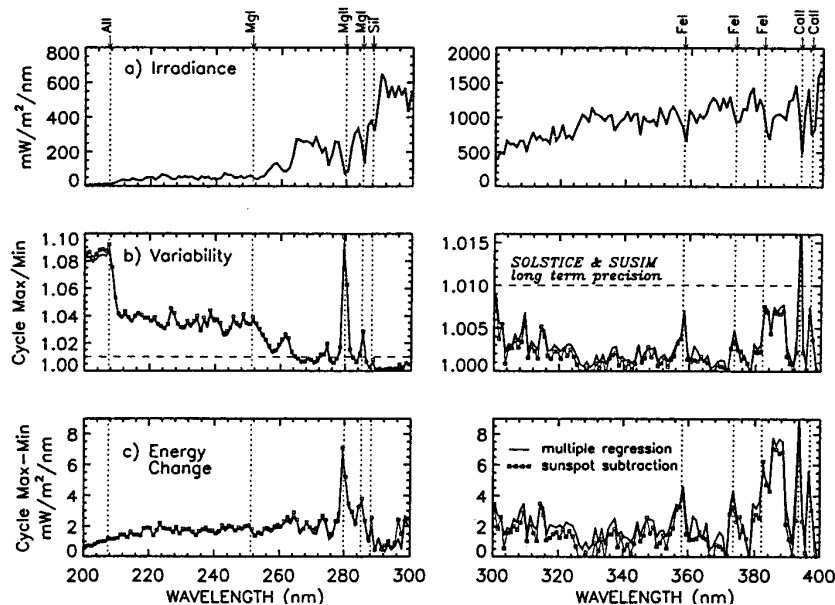
### Der VIS und IR-Bereich

Im Wellenlängenbereich von 400 bis 800 nm (VIS) emittiert die Sonne 48% ihrer Strahlung (Lean und Rind, 1998), den zweitgrößten Beitrag zum solaren Energiefluss liefert der IR-Bereich mit einer Emission von 44% bei Wellenlängen von mehr als 800 nm (Stix, 2002). Der VIS-Bereich des Spektrums erstreckt sich in etwa von 390 bis 780 nm, wobei sich folgende

---

<sup>28)</sup> Die Helligkeitstemperatur ist die Temperatur eines Schwarzen Körpers, der mit gleicher Intensität emittiert.

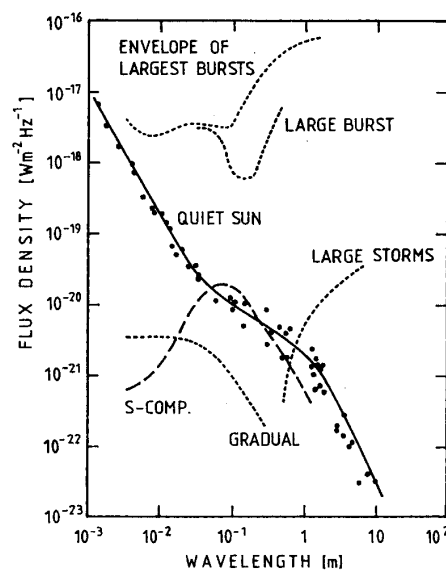




**Abbildung 1.15:** (a) Solare spektrale Einstrahlung von 200 bis 300 nm (links) und von 300 bis 400 nm (rechts) in 1 nm Schritten gemessen von SOLSTICE. (b) Rate der spektralen Einstrahlung im November 1989 (Sonnenfleckmaximum) und September 1986 (Sonnenfleckminimum), welche mit einem Proxy-Modell für die Einstrahlung bestimmt wurde und eine Abschätzung für die Variation des Spektrums mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzklus darstellt. Die gestrichelte waagerechte Kurve gibt die langzeitliche Genauigkeit der SOLSTICE Messungen an. (c) Änderungen der spektralen Energie vom Maximum zum Minimum der solaren Aktivität. Die gepunkteten vertikalen Linien mit den dazugehörigen Pfeilen an den oberen Bildern geben die Wellenlänge und den Ursprung der wichtigsten Spektrallinien an. (Lean et al., 1997)

Farbaufteilung ergibt: violett (390-430 nm), indigo (430-460 nm), blau (460-490 nm), grün (490-570 nm), gelb (570-600 nm), orange (600-620 nm), rot (620-780 nm). Im grün-gelben Bereich befindet sich das Maximum der solaren Ausstrahlung (Abb. 1.14). Den IR-Bereich unterteilt man in das nahe IR (800-2.000 nm) und das ferne IR (oberhalb von 2.000 nm). Oberhalb von 4.000 nm ( $4\ \mu\text{m}$ ) ist die Solarstrahlung vernachlässigbar gering (vgl. auch Abb. 1.14) im Vergleich zur der von der Erdoberfläche emittierten Strahlung, welche ihr Maximum bei etwa  $10\ \mu\text{m}$  hat. Für meteorologische Anwendungen sind sowohl die kurzwellige Solarstrahlung ( $\lambda < 4\ \mu\text{m}$ ) als auch die langwellige terrestrische Ausstrahlung ( $\lambda > 4\ \mu\text{m}$ ) wichtig und werden bei Strahlungsberechnungen getrennt voneinander behandelt (vgl. Abschnitt 3.2.1). Während die Solarstrahlung im VIS-Bereich hauptsächlich durch Ozon absorbiert wird (vgl. auch Abschnitt 3.2.1), erfolgt oberhalb von 700 nm eine starke Energieschwächung der am Oberrand der Atmosphäre ankommenden Strahlung durch Kohlenstoffdioxid und Wasserdampf (Abb. 1.14).

Bei dem VIS und IR Teil des Spektrums handelt es sich, wie bereits erwähnt, um ein Kontinuum. Das IR Spektrum ist in etwa thermisch und kann gut durch die Rayleigh-Jeans Approximation (Gl. A.7) des Planck'schen Strahlungsgesetzes repräsentiert werden (Stix, 2002).



**Abbildung 1.16:** Die solare Radioemission. Punkte und durchgezogene Linie: ruhige Sonne; gestrichelte Kurve: langsam variierende Komponente; gepunktete Kurven: typisches schnelles Ereignis. (Stix, 2002)

## Die Randbereiche des Spektrums

### Das Radiospektrum

Das solare Radiospektrum, welches im Mikrowellenbereich bei  $\lambda=1$  mm anfängt, ist in Abb. 1.16 dargestellt. Der Energiefluss ist wie in der Radioastronomie üblich pro Frequenz- und nicht pro Wellenlängenintervall dargestellt. Das thermische Spektrum der ruhigen Sonne, welches allmählich vom IR in die Radioregion übergeht, zeigt eine negative Steigung von -2 in doppelt logarithmischer Darstellung. Zwischen  $\lambda=1$  cm und  $\lambda=1$  m ist diese Steigung allerdings nicht konstant; dort geht die Helligkeitstemperatur der Sonne von  $10^4$  K in  $10^6$  K über. Die solare Radioemission wurde um 1942 als erstes von G. C. Southworth und J. S. Hey entdeckt. Der absolute Fluss ist im allgemeinen mit einer Genauigkeit von 90% bestimmbar. Wie bereits weiter oben erwähnt wurde, kann der Fluss mit Antennen am Erdboden gemessen werden, da er durch das Radio-Fenster der Atmosphäre ungehindert zum Boden dringt.

### Der extreme UV-Bereich und die Röntgenstrahlung

Unterhalb von  $\lambda=120$  nm befindet sich der extreme UV-Bereich (EUV). Er ist durch eine große Anzahl von Emissionslinien charakterisiert, die von neutralen Atomen oder von Ionen mit weit auseinanderliegenden Ionisationsniveaus bis zu Fe XVI stammen. Die EUV-Emissionslinien sind eine Hauptinformationsquelle für den Übergangsbereich zwischen der Chromosphäre und der Korona, so dass man diese Teile der Sonnenatmosphäre mit Temperaturen von 8.000 K bis zu  $4 \times 10^6$  K untersuchen kann. Die Korona ist auch Quelle von weichen **Röntgenstrahlen** (0.1 nm bis 10 nm).

### 1.4.2 Totale solare Einstrahlung - Solarkonstante

Integriert man die solare Strahlung in Abb. 1.14 über das Sonnenspektrum, so erhält man die totale solare Einstrahlung (engl. „total solar irradiance“ (TSI)) am Oberrand der Atmosphäre, die auch „Solarkonstante“  $S$  genannt wird. Im Gegensatz zur solaren Leuchtkraft  $L_{\odot}$  (vgl. auch Tab. 1.1), welche als die totale von der Sonne in Form von elektromagnetischer Strahlung oder Photonen abgestrahlte Energie pro Zeiteinheit definiert ist, die durch die Oberfläche einer gedachten Kugel um die Sonne vom Radius  $r=1$  AE fließt, ist die Solarkonstante  $S$  die Strahlungsleistung pro Fläche:

$$S = \frac{L_{\odot}}{4\pi r^2}, \quad (1.4)$$

wobei sowohl  $L_{\odot}$  als auch  $S$  Integrale über das elektromagnetische Spektrum sind (Stix, 2002). Die von der Sonne ausgehende Strahlung variiert nicht nur mit der Wellenlänge, sondern auch mit der heliographischen Breite. Daraus ergibt sich der wichtige Unterschied zwischen der Solarkonstanten  $S$  und der solaren Leuchtkraft  $L_{\odot}$ : während die Solarkonstante die totale solare Ausstrahlung in Richtung der Erde angibt, beschreibt die solare Leuchtkraft die totale in alle Richtungen abgestrahlte Energie der Sonne, die alle Energieformen enthält wie z. B. Neutrinos, Sonnenwind, u.s.w. (Hoyt und Schatten, 1997). Beide Größen scheinen nur über einen Faktor, der der gedachten Kugelfläche (mit dem Radius  $r=1$  AE) um die Sonne Rechnung trägt, verbunden zu sein. Dies ist allerdings nicht ganz der Fall, da die Energieproduktion der Sonne nicht einheitlich kugelsymmetrisch verteilt ist: in polaren heliographischen Breiten wird mehr Energie produziert als in äquatorialen Breiten. Die viermal größere Strahlung von anderen sonnenähnlichen Sternen im Vergleich zur Sonne kann mit dem Winkel erklärt werden, mit dem wir die Sonne von der Erde aus sehen. Wir sehen hauptsächlich die äquatorialen Breiten der Sonne, in denen eine niedrigere Energieproduktion stattfindet, woraus sich die scheinbar geringere Strahlungsleistung der Sonne im Vergleich zu sonnenähnlichen Sternen erklären lässt (Schatten, 1993).

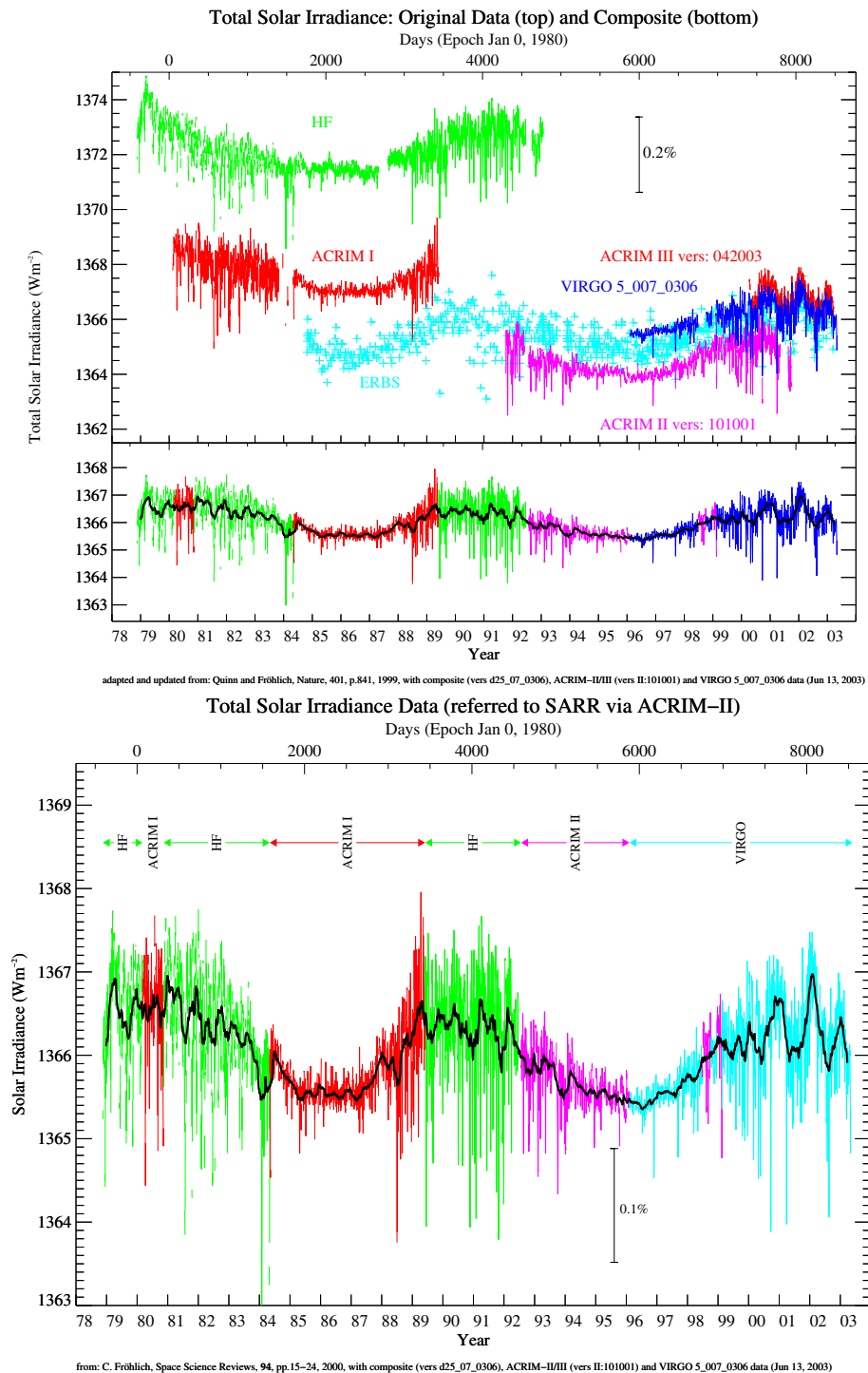
Ein anderes Maß für die Leuchtkraft der Sonne ist die sogenannte effektive Temperatur ( $T_{eff}$ ), die sich bei bekanntem Sonnenradius  $R_{\odot}$  ergibt zu:

$$L_{\odot} = 4\pi R_{\odot}^2 \sigma T_{eff}^4, \quad (1.5)$$

wobei  $\sigma = 5,67051 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$  die Stefan-Boltzmann Konstante ist. Für die Effektivtemperatur (Oberflächentemperatur) der Sonne ergibt sich dann  $T_{eff} = 5778 \pm 3 \text{ K}$  (siehe Tab. 1.1). Das Spektrum eines schwarzen Körpers der Temperatur 5.900 K ist eine gute Näherung für das Sonnenspektrum (Abb. 1.14). Neben der Gravitationsbeschleunigung ist die effektive Temperatur der zweitwichtigste Parameter für die Struktur von Sternatmosphären (Stix, 2002).

#### Messung der Solarkonstanten

Wie in Abb. 1.14 zu sehen ist, wird die solare Strahlung in der Erdatmosphäre stark geschwächt (im IR) bzw. komplett geblockt (im UV unterhalb von  $\lambda=300 \text{ nm}$ ). Exakte Messungen der Solarkonstanten sind daher nur außerhalb der Erdatmosphäre möglich. Hierfür wird ein sogenanntes Pyrometer benutzt, welches im Prinzip aus einem schwarzem Hohlraum besteht, der die ankommende Strahlung komplett absorbiert. Einen Überblick über die Messungen der Solarkonstanten mit verschiedenen Satelliteninstrumenten gibt Abb. 1.17 und Tab. 1.4. Der Wert der Solarkonstanten wurde zu  $S = 1367 \pm 3 \text{ W/m}^2$  bestimmt, womit sich mit Gl. 1.4 eine solare Leuchtkraft von  $L_{\odot} = (3,844 \pm 0,010) \times 10^{26} \text{ W}$  ergibt (siehe Tab. 1.1). Der



**Abbildung 1.17:** Oben: Vergleich der Tagesmittelwerte der totalen solaren Einstrahlung von verschiedenen Radiometern auf verschiedenen Satellitenplattformen seit November 1978: HF auf Nimbus 7, ACRIM I auf SMM, ERBE auf ERBS, ACRIM II auf UARS, ACRIM III auf ACRIMSAT und Virgo auf SOHO, darunter: zusammengesetzte Zeitreihe aus diesen Daten. Unten: Zusammengesetzte Zeitreihe mit der Angabe der jeweils benutzten Daten. (Fröhlich, 2000), update: [http://www.pmodwrc.ch/solar\\_const/solar\\_const.html](http://www.pmodwrc.ch/solar_const/solar_const.html).

Wert der solaren Leuchtkraft ist für einen Stern der Hauptsequenz des Spektraltyps G2 normal (Stix, 2002). Bevor man die Solarkonstante mithilfe von Satelliteninstrumenten (Abb. 1.17) messen konnte, gab es bereits zahlreiche Abschätzungen aus Messungen von besonders hohen Bergen, um den Effekt der Absorption in der Erdatmosphäre so gering wie möglich zu halten. Tab. 1.4 gibt einen Überblick über historische und aktuelle Werte der Solarkonstanten. Schon in den 1930er Jahren gelang eine erstaunlich genaue Bestimmung der Solarkonstanten unter Berücksichtigung der Schwächung der Solarstrahlung beim Durchgang durch die Erdatmosphäre. Man erkennt aber auch, dass es eine große Schwankungsbreite der verschiedenen Abschätzungen gibt, die auf die Schwierigkeit der Bestimmung des genauen Wertes hindeuten. Eine Bestätigung für die Genauigkeit einiger früherer Schätzungen war aber erst mithilfe von präziseren Satelliteninstrumenten Ende der 1970er Jahre möglich.

## 1.5 Variationen der Solarstrahlung

Da sich ein Großteil der solaren Energie, die den Antrieb für die atmosphärische Zirkulation liefert, im nahen UV, VIS und IR Bereich befindet (Abschnitt 1.4.1), ist es wichtig, die Schwankungen der solaren Einstrahlung zu bestimmen, die einen signifikanten Einfluss auf das Klima haben könnten. Die Sonnenvariabilität findet auf ganz unterschiedlichen Zeitskalen statt. Neben dem 27-tägigen Rotationszyklus der Sonne, dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus (Schwabe-Zyklus) und dem magnetischen 22-jährigen Zyklus (Hale-Zyklus), gibt es noch den 88-jährigen Gleisberg-Zyklus und den 205-jährigen De Vries-Zyklus. Solare Variabilität findet auch auf noch längeren Zeitskalen statt, z. B. Variationen von ca. 20.000 bis ca. 40.000 Jahren, die im Zusammenhang mit der Änderung der orbitalen Parameter<sup>29)</sup> stehen. Zusätzlich ist die Variabilität der Solarstrahlung auch noch stark wellenlängenabhängig (Abb. 1.15b und Abb. 1.18). Sie nimmt (auf allen Zeitskalen) zu kürzeren Wellenlängen hin zu, was sich mit der Zunahme der Variabilität der Phänomene in der Sonnenatmosphäre zu größeren Höhen (vgl. Abschnitt 1.2.2) erklären lässt (Andrews et al., 1987). Im Folgenden wird gezeigt, wie diese Zeit- und die Wellenlängenabhängigkeit aussieht. Dabei werden die Variationen der Solarstrahlung im mittleren und nahen UV-Bereich für den 11-Jahreszyklus ausführlich diskutiert, da sie für die vorliegende Arbeit eine entscheidende Rolle spielen. Dass diese Wellenlängenbereiche und damit auch mögliche Variationen in diesem Bereich einen nicht zu vernachlässigenden Anteil an der natürlichen Variabilität der Erdatmosphäre haben, ist bereits angedeutet worden (Abschnitt 1.4.1).

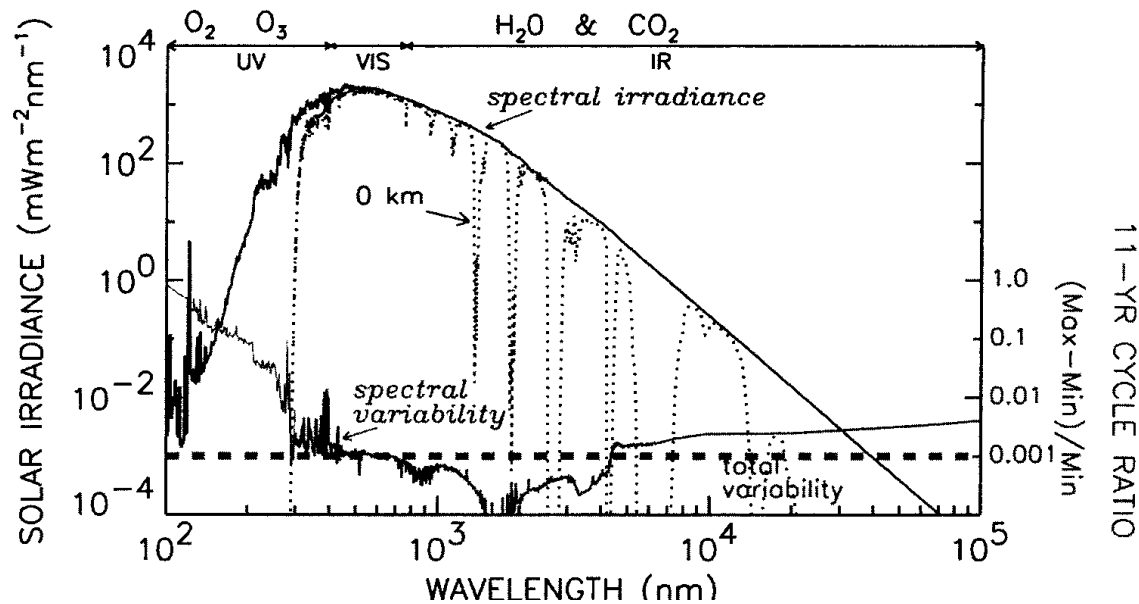
### 1.5.1 27-tägige Rotationsperiode

Die Variabilität der Solarstrahlung auf der Zeitskala der Rotationsperiode der Sonne ist in Abb. 1.17 anhand der kurzfristigen Schwankungen zu erkennen. Die Einstrahlungsvariationen sind dabei während einer maximalen Sonnenaktivität ausgeprägter als während einer ruhigen Sonnenphase. Die Schwankungen während maximaler Sonnenaktivität betragen etwa 1,5% um 200 nm, etwa 3% um 150 nm und etwa 25% bei 120 nm (z. B. Williams et al., 2001).

<sup>29)</sup>Die Verteilung der Solarstrahlung am Oberrand der Atmosphäre ist von den sogenannten orbitalen Parametern abhängig: Neigung der Erdachse ( $23^\circ$  bis  $24^\circ$ ; aktueller Wert  $=23^\circ 27'$ ), der Form der Erdbahn um die Sonne, die von einem Kreis bis zu einer Ellipse variieren kann (aktueller Wert der Exzentrizität  $=0,0167$ , Verhältnis aus Abweichung von Kreisbahn zum mittleren Radius), und der Entfernung der Erde von der Sonne (Peixoto und Oort, 1992).

Autor	Datum der Beobachtung oder Veröffentlichung	Totale solare Einstrahlung (W/m <sup>2</sup> )
Pouillet	1838	1230
Forbes	1842	1988
Herschel	1847	1458
Crova	1875	1324
Violle	1879	1772
Langley	1884	2903
Abbot	1904	1465
Abbot	1923-1954	1358
Linke	1932	1354
Mulders	1934-1935	<b>1361</b>
Unsold	1938	1326
Moon	1940	1322
Aldrich&Abbot	1948	1325
Schuepp	1949	<b>1367-1416</b>
Allen	1950	1374
Nicolet	1951	1382
Aldrich&Hoover	1952	1349
Johnson	1954	1395
Sitnik	1967	1448
Drummond	1968	<b>1360</b>
Duncan&Webb	1968	1349
Kruger	1968	1358
McNutt&Riley	1968	1343- <b>1362</b>
Stair&Ellis	1968	<b>1360-1370</b>
VonderHaar	1968	1390
Arverson et al.	1968	1355- <b>1365</b>
JPL-Mariner 6&7	1969	1355
Murcray et al.	1969	1338
Thekaekara et al.	1969	1352
Kondratyev&Nikolsky	1970	1353
Labs&Neckel	1970	1358
Willson	1971	<b>1370</b>
Nimbus-7/HF	1978-1993	1372
SMM/ACRIM I	1980-1989	<b>1368</b>
ERBS/ERBE	1984-1993	<b>1365</b>
EURECA/SOVA	Aug. 1992-May 1993	<b>1366</b>
Atlas1&2/SOLCON	"	"
UARS/ACRIM II	1991-2001	<b>1365</b>
SOHO/VIRGO	1996-2005	<b>1366</b>
ACRIMSAT/ACRIM III	2000-?	<b>1367</b>
SORCE/TIM	Januar 2003-2007	bisher nur vorläufige Daten

**Tabelle 1.4:** Übersicht über einige der vielen Messungen der Solarkonstanten (Hoyt und Schatten, 1993) ergänzt nach Willson (2001); Pap et al. (1999); Fröhlich (2000); Pap (2003) und Gary Rottman (2003, persönliche Mitteilung). Seit 1978 existieren Satellitendaten. Werte zwischen 1360 und 1370 W/m<sup>2</sup> sind hervorgehoben.



**Abbildung 1.18:** Spektrale Solarstrahlung am Obergren der Atmosphäre sowie ihre abgeschätzte Variabilität mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus. Zusätzlich ist das Strahlungsspektrum an der Erdoberfläche (0 km) dargestellt sowie die Gase, die für die Absorption der Sonnenstrahlung in der Erdatmosphäre verantwortlich sind (Lean, 2000a).

Diese Änderungen sind teilweise wirkliche Variationen mit der Zeit, aber teilweise auch nur Ausdruck der ungleichmäßigen Verteilung der Quellen in der Sonnenatmosphäre, die mit der Sonnenrotation über die sichtbare Hemisphäre der Sonne wandern.

### 1.5.2 11-jähriger Zyklus

Bereits in Abschnitt 1.3.1 sind die vielen Phänomene angesprochen worden, die in Zusammenhang mit der 11-jährigen Variabilität der Sonne stehen. Hier sollen nun die Variationen in der solaren Ausstrahlung betrachtet werden.

#### Variationen der Solarkonstanten

Dass die Solarkonstante eigentlich keine Konstante ist, sondern sich mit der 27-tägigen Rotationsperiode der Sonne und dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus verändert (um etwa 0,1%), wurde bereits in Abb. 1.17 deutlich. Schon Abbot et al. (1913) bemerkten eine Variation der Solarkonstanten bei hoher und niedriger Sonnenaktivität, konnten dies aber nicht erklären, und so wurde dieser Beobachtung keine weitere Bedeutung zugeschrieben. Die Bestimmung von Variationen der solaren Einstrahlung wurde erst mithilfe von Satelliten möglich. Diese einheitlich zu bestimmen, ist allerdings schwierig und hängt von verschiedenen Faktoren ab, wie z. B. von Gerätefehlern und -besonderheiten/unterschieden und deren Kalibrierung. Seit 1978 gibt es praktisch kontinuierliche Messungen der totalen Solarstrahlung mit Satelliten (vgl. Abb. 1.17 und Tab. 1.4) und zusätzlich einige Messungen von Ballonen oder Raketen. Die Genauigkeit der Einstrahlungsmessungen von verschiedenen Instrumenten liegt bei etwa 0,2% (vgl. Abb. 1.17 oben) und reicht daher nicht aus, um langzeitliche Änderungen von etwa 0,1% (vgl. Abb. 1.17 unten) mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus zu bestimmen (Fröhlich, 2000). Während die

Genauigkeit der Instrumente ausreicht, kurzfristige Schwankungen zu beobachten, kann man langzeitliche Schwankungen nur mithilfe einer aus allen vorhandenen Daten unter Berücksichtigung der einzelnen Instrumentenfehler und -genauigkeiten zusammengesetzten Zeitreihe abschätzen (Abb. 1.17 unten). Besonders wichtig ist die überlappende Messung mit mindestens zwei verschiedenen Instrumenten, um beispielsweise die Lücke zwischen ACRIM I und II mithilfe des HF-Instruments zu füllen. Für eine detaillierte Beschreibung der Rohdatenanalyse sowie deren Kombination sei auf Fröhlich (2000, 2003) und dort angegebene Referenzen verwiesen.

Den langfristig positiven Trend der totalen solaren Einstrahlung von  $\sim 0,04\%$  pro Dekade zwischen den Minima des Sonnenfleckenzyklus von 1986 bis 1996 (Zyklen 21-23) (Willson, 2001; Willson und Mordinov, 2003) führt Fröhlich (2003) auf eine nicht berücksichtigte Korrektur zurück. Berücksichtigt man diese, so findet man keinen signifikanten Trend über die letzten 23 Jahre. Um in Zukunft ein besseres Verständnis und genauere Daten für langzeitliche Schwankungen der Solarstrahlung zu erhalten, müssen qualitativ noch hochwertigere Instrumente mit größerer photometrischer Präzision eingesetzt werden (Lean, 2000a). Zukünftige Trends in der solaren Einstrahlung werden vermutlich die der letzten 350 Jahre nicht überschreiten und im Bereich von  $\pm 0,4 \text{ Wm}^{-2}$  pro Dekade für die totale Einstrahlung liegen (Lean, 2001). Der Klimaantrieb der totalen solaren Einstrahlung zwischen den Sonnenfleckenminima von 1996 und 2016 wird vermutlich  $\pm 0,1 \text{ Wm}^{-2}$  betragen und ist damit deutlich geringer als der vorhergesagte Nettoklimaantrieb durch anthropogene Faktoren ( $0,5\text{-}0,9 \text{ Wm}^{-2}$ ). Bisher ist es allerdings nicht möglich, verlässliche Aussagen über die zukünftige Entwicklung der solaren Aktivität zu treffen (Lean, 2001).

### Spektrale Variationen

Die beschriebenen 11-jährigen Variationen der „Solarkonstanten“ sind allerdings sehr stark wellenlängenabhängig und erreichen besonders im UV-Bereich nicht zu vernachlässigende Größenordnungen von 20%, 8% und 3% in der Nähe von 140, 200 und 250 nm (Lean et al., 1997; Rottman, 2000) (siehe Abb. 1.15b, Abb. 1.18 sowie Abb. 3.9). Damit sind die Variationen, die mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auftreten, ungefähr doppelt so groß wie die Variationen mit dem 27-Tagezyklus (Stix, 2002). Auch in anderen Spektralbereichen kommt es während maximaler Sonnenaktivität zu starken Variationen. In Abb. 1.16 ist der s-Komponente (engl. für „slowly varying“), welche mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus korreliert ist, das Radiospektrum bei großer Variabilität überlagert. Der Fluss kann den der ruhigen Sonne um bis zu zwei Größenordnungen übersteigen, weswegen der Radiofluss bei 10,7 cm auch als Maß für die solare Aktivität des 11-jährigen Zyklus benutzt wird (vgl. Abschnitt 1.3.2). Auf der Zeitskala von Sekunden und Tagen gibt es auch schnelle Ausbrüche der Radioemission (engl. „bursts“). Während solcher Vorkommnisse kann der Fluss den der ruhigen Sonne um mehrere Größenordnungen übertreffen und weicht dann deutlich vom thermischen Spektrum ab.

Im EUV-Bereich werden Variationen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum um einen Faktor 200 im  $8\text{-}20 \text{ \AA}$  Band<sup>30)</sup> und einen Faktor 20 im  $44\text{-}60 \text{ \AA}$  Band beobachtet. Die größte Variation im Bereich von einigen Größenordnungen tritt bei „solar flares“ (siehe Abschnitt 1.3.1) auf, bei der harte Röntgenstrahlen unterhalb von  $\lambda=1 \text{ \AA}$  und sogar Gammastrahlen emittiert werden.

---

<sup>30)</sup>  $1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m} = 0,1 \text{ nm}$ .



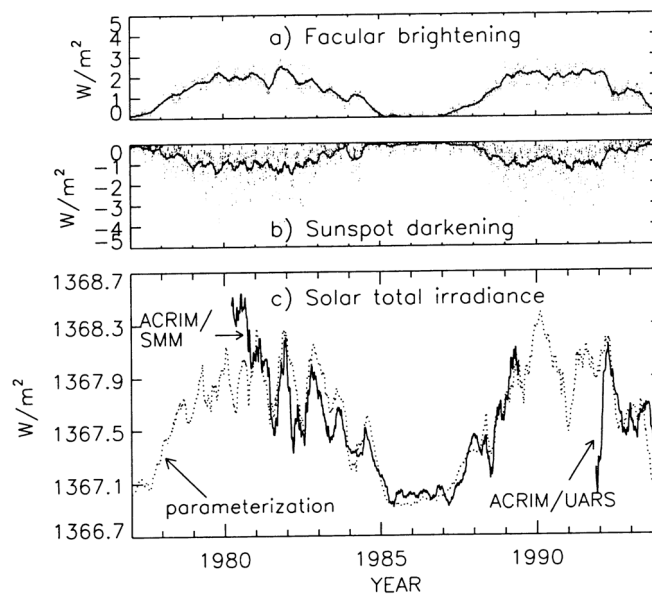
Satellit	Instrument	Beobachtungs- zeitraum	Wellenlängen- bereich (nm)	Spektrale Auflösung (nm)
Nimbus 7	ERB UV Filter Kanal	Nov. 1978-1992	275-360 & 300-410	–
UARS	SOLSTICE&SUSIM	1991-2001	120-420	0,2
SOHO	VIRGO	Dez. 1995-2005	402 (nahes UV), 500 (VIS), 862 (nahes IR)	– – –
SORCE	SIM	Jan. 2003-2007	200-2000	0,25-33

**Tabelle 1.5:** Übersicht über die Instrumente, mit denen die spektrale solare Einstrahlung gemessen wird nach Lean (2000a); Rottman (2000); Pap et al. (1999); Rottman und Cahalan (2000); Pap (2003); Rottman (2003, persönliche Mitteilung) und <http://virgo.so.estec.esa.nl/> sowie <http://lasp.colorado.edu/sorce/>. Die beiden Spektrometer SOLSTICE und SUSIM decken den gleichen Wellenlängenbereich mit etwa der gleichen Auflösung ab, benutzen aber ganz unterschiedliche Näherungen, um Sensitivitätsänderungen während des Fluges zu bestimmen. Mit dem SOLSTICE Instrument ist es beispielsweise möglich, sowohl die Sonne als auch andere helle Sterne mit der gleichen Optik und den gleichen Detektoren zu beobachten (Rottman, 2000).

### Messung der UV-Strahlung

Die Absorption der UV-Strahlung in der Erdatmosphäre erfordert, wie bereits erwähnt wurde, eine Messung der UV-Strahlung von Raketen oder Satelliten aus. Die auf Satelliten gestützten Messungen der solaren spektralen Einstrahlung existieren hauptsächlich für den UV-Bereich (Tab. 1.5) und sind von zeitlich kürzerer Dauer als die Messungen der totalen solaren Einstrahlung (TSI) (Lean, 2000a) (vgl. Tab. 1.4). Die längsten und verlässlichsten Daten stammen vom UARS-Satelliten, der seit Oktober 1991 misst. Eine Übersicht über andere Satellitenmessungen der spektralen solaren Einstrahlung gibt Tab. 1.5. Diese Daten sind zum einen für sonnenphysikalische Untersuchungen von außerordentlichem Interesse und bilden zum anderen die Grundlage für Klimamodellstudien. Das VIRGO-Experiment lieferte die ersten Informationen über Änderungen der Solarstrahlung im VIS und nahen IR und auch das SIM-Instrument wird eine der ersten akuraten und kontinuierlichen Messungen der solaren spektralen Einstrahlung im VIS und IR Bereich liefern.

Mithilfe der Satellitendaten konnte festgestellt werden, dass die Variabilität der Solarstrahlung von den dunklen, kühlen Sonnenflecken und den hellen, heißen Fackeln bestimmt wird, deren Einfluss entgegengesetzt und stark wellenlängenabhängig ist. Während die dunklen Sonnenflecken zu einer Verringerung der totalen solaren Ausstrahlung führen, da sie weniger als ihre Umgebung emittieren, führen die hellen Fackeln und Plages zu einer Verstärkung (Abb. 1.19). Die Fackeln prägen die Variation der Strahlung mit dem Rotationszyklus und dem 11-jährigen Zyklus für Wellenlängen kleiner als 300 nm, während sich die 300 bis 400 nm Strahlung eher wie die totale solare Ausstrahlung mit einem deutlichen Sonnenfleckeneinfluss auf kürzeren Zeitskalen verhält. Die Sonnenflecken haben einen minimalen Effekt auf die UV-Strahlung aber einen signifikanten Einfluss auf sichtbare Wellenlängen (Lean, 2000a). Zu der Wellenlängenabhängigkeit kommt noch eine Zeitabhängigkeit dazu: während die Sonnenflecken kurzzeitige (27-tägige) TSI-Schwankungen dominieren (siehe Abb. 1.20), dominieren die Fackeln langfristige TSI-Schwankungen (11-jährigen Sonnenfleckenzklus) (siehe Abb. 1.19).

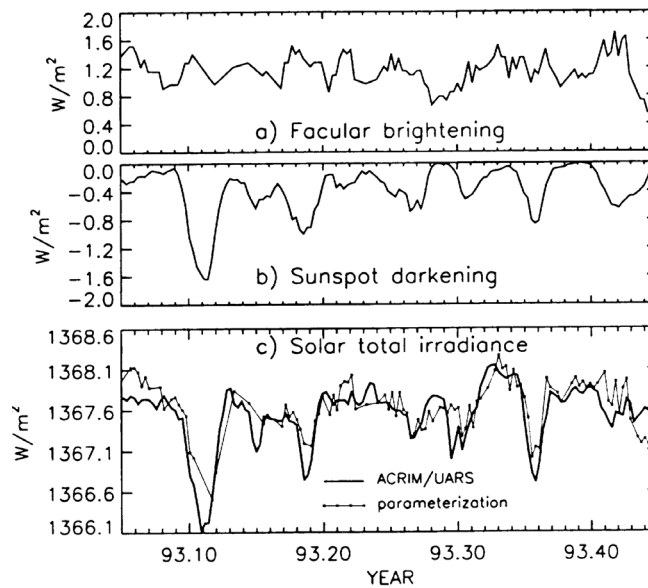


**Abbildung 1.19:** Beiträge zur Variabilität der totalen solaren Ausstrahlung von der (a) bolometrischen Helligkeit der Fackeln, welche die Variationen langzeitlicher TSI-Schwankungen dominieren, und von dem (b) verdunkelnden Effekt der Sonnenflecken. Die Punkte geben tägliche Daten an, während die durchgezogene Linie ein 81-tägiges gleitendes Mittel ist. Die generelle Übereinstimmung in (c) zwischen der Netto-Parametrisierung (gepunktete Linie) der beiden in Konkurrenz stehenden Mechanismen und der von ACRIM beobachteten totalen solaren Einstrahlung (durchgezogene Linie) bestätigt, dass Sonnenflecken und Fackeln hauptsächlich für die Variationen der TSI während des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus verantwortlich sind. (Lean und Rind, 1998)

### Parametrisierung der UV-Strahlung

Da man keine lang zurückreichenden Zeitreihen der solaren Variabilität für den UV-Bereich hat, die spektralen Variationen für Wellenlängen größer als 300 nm noch nicht gut verstanden sind und für Wellenlängen größer als 400 nm erst seit kurzem Daten existieren (aufgrund von mangelnder Sensitivität und länger anhaltender Stabilität von Satelliteninstrumenten (vgl. Tab. 1.5) (Lean, 2000a)), ist man an einer Parametrisierung des UV-Bereiches interessiert. Das Spektrum für Wellenlängen oberhalb von 400 nm (vgl. Abb. 1.18) kann bisher nur theoretisch abgeschätzt werden (Solanki und Unruh, 1998; Unruh et al., 2000).

Beispielhaft wird die Parametrisierung der UV-Strahlung nach Lean et al. (1997) kurz skizziert (genauere Angaben sind in der Veröffentlichung zu finden), da diese Daten die Grundlage für die in Kapitel 3 und folgenden vorgestellten Modellexperimente liefern. Lean et al. (1997) benutzen einen neu entwickelten Index für den verdunkelnden Effekt der Sonnenflecken im UV-Bereich und den Mg Index als Näherung für die hellen Fackeln, um solare Variationen im mittleren und nahen UV-Bereich (200-400 nm) zu rekonstruieren und mit den Messungen von Satelliten zu vergleichen. Die Parametrisierung des Effektes von Sonnenflecken ist einfacher, da eine Vielzahl verlässlicher, lang zurückreichender Sonnenfleckenaufzeichnungen existiert (vgl. Abb. 1.12). Dabei werden die mittlere wellenlängenabhängige Intensität des Flecks relativ zum Hintergrund der Photosphäre, die heliosphärische Position der Sonnenflecken sowie der Anteil der mit Sonnenflecken bedeckten sichtbaren Hemisphäre berücksichtigt.



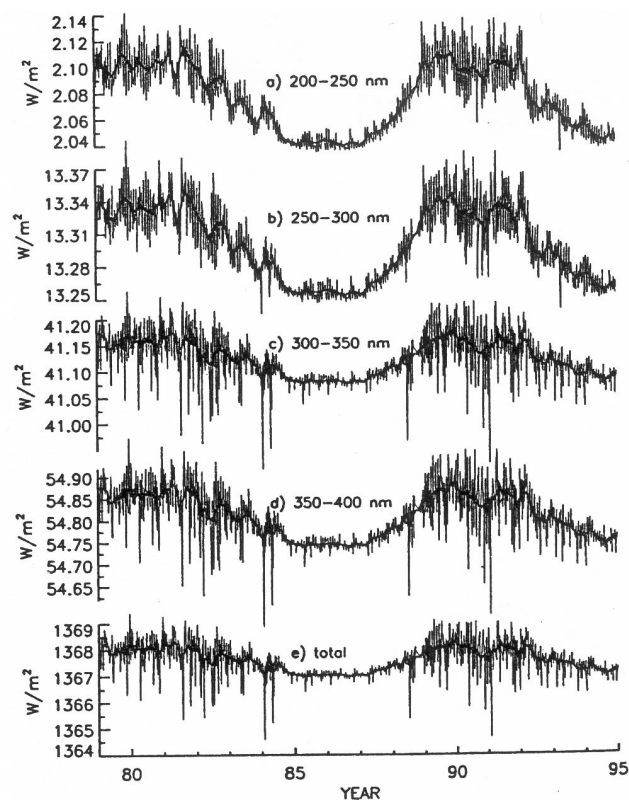
**Abbildung 1.20:** Parametrisierung für Januar bis April 1993 der (a) bolometrischen Helligkeit der Fackeln und des (b) verdunkelnden Effektes der Sonnenflecken, welcher hauptverantwortlich für die Variationen der kurzzeitigen TSI-Schwankungen ist. Die Übereinstimmung in (c) zwischen der Netto-Parametrisierung und der totalen solaren Einstrahlung wie sie von ACRIM beobachtet wurde bestätigt, dass die Kombination aus dunklen Sonnenflecken und hellen Fackeln einen Großteil der beobachteten TSI-Variationen auf der Zeitskala der solaren Rotation erklären kann. (Lean und Rind, 1998)

Prinzipiell kann man einen ähnlichen Ansatz auch für den Einfluss von Fackeln benutzen. Allerdings sind die Unsicherheiten sehr viel größer, da sich die Fackeln nicht so stark wie die Sonnenflecken vom ruhigen Sonnenhintergrund abheben und es keine verlässlichen historischen Aufzeichnungen gibt. Man bedient sich daher sogenannter Proxy-Indizes, und zwar des Mg II „core-to-wing“ (Kern-zu-Flügel) Index und der Äquivalentbreite der He I Linie (engl. „equivalent width (EW)“) (vgl. Abb. 1.12). Mithilfe einer Multiregressionsanalyse der beiden Datensätze ergibt sich eine Zeitreihe der UV Strahlung bei der Wellenlänge  $\lambda$ ,  $F(\lambda, t)$ , deren Modulationen von dem verdunkelnden Effekt der Sonnenflecken (beschrieben durch die Funktion  $P_S^{320}$ ) und den hellen Fackeln (repräsentiert durch  $P_F^{PROX}$ , Mg II Index) bestimmt wird:

$$F(\lambda, t) = a(\lambda) + b(\lambda)P_F^{PROX}(t) + c(\lambda)P_S^{320}(t). \quad (1.6)$$

Die mithilfe von Gl. 1.6 rekonstruierten Zeitreihen der solaren Variabilität sind in Abb. 1.21 von 1979 bis 1995 in vier 50 nm Wellenlängenabschnitten von 200 bis 400 nm dargestellt. Man erkennt, dass im September 1986 ein Minimum der solaren Aktivität zwischen den Sonnenfleckenzyklen 21 und 22 auftaucht, während ein Maximum im November 1989 im Sonnenfleckenzyklus 22 zu finden ist. Gut zu erkennen ist auch die stärkere Variabilität der UV-Strahlung (Abb. 1.21a-d), die zu kürzeren Wellenlängen zunimmt, im Gegensatz zur totalen solaren Strahlung (Abb. 1.21e). Diese parametrisierten solaren Einstrahlungsvariationen wurden mit Messungen von zwei unterschiedlichen Datensätzen, Nimbus 7 und SOLSTICE<sup>31)</sup>-Daten (siehe auch Tab.

<sup>31)</sup>Die SOLSTICE Spektren sind in einem 1-nm Gitter im Goddard Space Flight Center Distributed Active



**Abbildung 1.21:** Solare Einstrahlungsvariationen im mittleren und nahen UV-Bereich rekonstruiert von 1979 bis 1995 mit der Parametrisierung für den verdunkelnden Effekt von Sonnenflecken sowie der hellen Fackeln, welche aus der Multiregression der trendbereinigten SOLSTICE 1-nm Spektren abgeleitet wurde, summiert über verschiedene Wellenlängenbänder (a) 200–250 nm, (b) 250–300 nm, (c) 300–350 nm, (d) 350–400 nm und als Vergleich dazu (e) Variationen in der totalen solaren Einstrahlung abgeschätzt mit einem Näherungsmodell der SMM/ACRIM I Messungen von 1980 bis 1989. (Lean et al., 1997)

1.5) verglichen, um eine Aussage über die Amplitude der solaren Aktivität zu treffen. Ein Vergleich mit direkten SOLSTICE-Messungen ergab Korrelationskoeffizienten von 0,91; 0,55; 0,55 und 0,51 für die Bänder 200–250, 250–300, 300–350 und 350–400 nm. Der Abfall der Korrelation zu längeren Wellenlängen hin entsteht durch die Abnahme der solaren Variabilitätsamplitude zu größeren Wellenlängen. Da die Variationen im UV-Spektrum für Wellenlängen größer als 250 nm im Bereich der kurzzeitigen Genauigkeit der SOLSTICE-Daten liegen, überlagern also instrumentelle Effekte die Variation der Daten und reduzieren die Korrelation mit der Parametrisierung (Gl. 1.6). Da die Näherungen für Sonnenflecken und Fackeln selbst miteinander korrelieren, könnte die Regressionsanalyse (Gl. 1.6) nicht ganz eindeutig sein. Ein alternativer Ansatz, der von der gemessenen Einstrahlung sowohl die Hintergrundstrahlung als auch den direkt spezifizierbaren verdunkelnden Effekt der Sonnenflecken entfernt, um dann die übrig gebliebene Einstrahlungskomponente mit einer Näherung für den Effekt der Fackeln (Mg Index) zu korrelieren<sup>32)</sup>, erzielte allerdings ähnliche Resultate.

Archive Center (DAAC) archiviert; alle instrumentellen Effekte sind von den Daten entfernt worden.

<sup>32)</sup>Dieser Ansatz wird z. B. auch von Fligge und Solanki (2002) benutzt.

Wellenlängenband nm	MIN (W/m <sup>2</sup> )	MAX (W/m <sup>2</sup> )	MAX/MIN	MAX-MIN (W/m <sup>2</sup> )	Prozent der TSI-Änderung [MAX-MIN]/1,34×100
200-250	2,037	2,113	1,0369	0,075	5,6
250-300	13,251	13,348	1,0074	0,098	7,3
300-350	41,076	41,172	1,0023	0,096	7,2
350-400	54,737	54,881	1,0026	0,144	10,7
200-300	15,288	15,461	1,0113	0,173	12,9
300-400	95,813	96,053	1,0025	0,240	17,9
200-400	111,101	111,514	1,0037	0,413	30,8

**Tabelle 1.6:** Solare UV-Energie in einigen Wellenlängenbändern gemittelt für Sonnenfleckenninimumbedingungen im September 1986 (MIN) und Sonnenfleckenninimumbedingungen im November 1989 (MAX). Zusätzlich ist die Energie in den einzelnen Bändern als Teil der Energieänderung der totalen solaren Ausstrahlung  $\Delta TSI = 1,34 \text{ W/m}^2$  angegeben, der für den gleichen Zeitraum aus Rekonstruktionen der SMM/ACRIM I Messungen abgeschätzt wurde. (Lean et al., 1997)

### Der Beitrag von UV-Variationen

Die Variationen der UV-Strahlung mit dem 11-Jahreszyklus sind in Tab. 1.6 für verschiedene Wellenlängenbänder dargestellt. Die prozentualen Einstrahlungsänderungen zwischen Sonnenfleckenninimum und -maximum sind in Abb. 1.18 und Abb. 3.9 dargestellt. In Tab. 1.6 ist zusätzlich die Energieänderung im UV-Bereich als prozentualer Teil der totalen solaren Ausstrahlung angegeben. Im mittleren (200-300 nm) und nahen (300-400 nm) UV-Strahlungsband gibt es eine Energieänderung von  $0,173 \text{ W/m}^2$  und  $0,240 \text{ W/m}^2$  mit dem Sonnenfleckenzklus; das entspricht einem Beitrag von ungefähr 13% bzw. 18% zur totalen solaren Variabilität. Die totale Energie von 200 bis 400 nm steigt um  $0,4 \text{ W/m}^2$  vom Sonnenfleckenninimum zum -maximum an. Diese Energie ist für etwa 31% der totalen solaren Ausstrahlung mit dem 11-jährigen Zyklus verantwortlich. Gut zu erkennen ist auch die um 300 nm auftretende Änderung der Variabilität, die auf den bereits erwähnten wellenlängenabhängigen Einfluss von Fackeln und Flecken zurückzuführen ist. Die größte Variabilität im 300 bis 400 nm Spektrum tritt in Wellenlängenbereichen auf, die dem Kern der Fraunhofer-Linien entsprechen und deren Zyklusamplitude von 0,5 bis 1,5% reicht, wenn man sich die SOLSTICE-Daten in 1 nm Auflösung ansieht. Eine geringere Variabilität findet man in den Flügeln dieser Linien (ca. 0,1 bis 0,2%). Ob die Variationen der Solarstrahlung wirklich auf die Spektrallinien begrenzt ist und durch diese dominiert wird, ist noch nicht bekannt und konnte aufgrund der limitierten 1-nm Auflösung der Analyse nicht untersucht werden (Lean et al., 1997).

Heutige Untersuchungen sind immer noch nicht in der Lage, die Rekonstruktionen der solaren Einstrahlung zu bestätigen oder zu widerlegen, außer für die 200-250 nm Region, in der die gemittelten UARS-Änderungen gut mit den rekonstruierten Einstrahlungen übereinstimmen (Lean et al., 1997). Für diese Bestätigung sind spektral aufgelöste Messdaten für mindestens einen Sonnenfleckenzklus nötig, die noch nicht existieren (vgl. Tab. 1.5).

Die Ausführungen machen deutlich, dass es obwohl die totale solare Ausstrahlung um nur 0,1% mit dem Sonnenfleckenzklus variiert, zu sehr viel größeren Schwankungen im UV-Bereich des Sonnenspektrums kommt, der für die Ozonproduktion und Erwärmung der mittleren Atmo-

sphäre verantwortlich ist (siehe Abschnitt 3.2.1) und einen nicht unerheblichen Anteil an der solaren Energie hat, die die Erdatmosphäre erreicht. Die Berücksichtigung dieser UV-Variationen der Solarstrahlung sind daher für Klimamodellstudien sehr wichtig, wie im weiteren Verlauf gezeigt werden wird.

Der Vollständigkeit halber sollen noch einige andere Rekonstruktionen für die Variabilität der spektralen solaren Einstrahlung genannt werden. Solanki und Unruh (1998) finden beispielsweise, dass man die Beobachtungen (mit Schwerpunkt auf der UV-Strahlung) nicht reproduzieren kann, wenn man nur eine Änderung der Effektivtemperatur der Sonne oder von Teilen ihrer Oberfläche berücksichtigt. Eine Rekonstruktion der Beobachtungsdaten gelingt mit einem 2- bzw. 3-Komponenten Modell. Eine Komponente ist die ruhige Sonne, ein anderer die Fackelkomponente und ein dritter (für den Fall des 3-Komponenten Modells) die Temperaturverteilung von Sonnenflecken. Die Ergebnisse dieser Modellstudien bestätigen die Annahmen vieler anderer Studien, dass Variationen der totalen solaren Einstrahlung hauptsächlich durch das Magnetfeld an der Sonnenoberfläche hervorgerufen werden. Außerdem erlaubt die Untersuchung von Solanki und Unruh (1998) eine verbesserte Abschätzung der relativen Beiträge verschiedener photosphärischer Schichten und der verschiedenen Wellenlängenregionen zu der Variation der totalen Solarstrahlung.

Es sollte an dieser Stelle noch einmal daraufhingewiesen werden, dass längst noch nicht alle Prozesse auf der Sonne verstanden sind. Ungeklärt ist beispielsweise, welchen Anteil globale Änderungen auf der Sonne und welchen Anteil photosphärische magnetische Phänomene (wie z. B. Sonnenflecken und Fackeln) an den beobachteten langzeitlichen Variationen der Solarstrahlung haben (Foukal, 2002; Pap, 2003). Eine noch genauere Abschätzung der solaren Variabilität ist auch im Hinblick auf die zukünftige Unterscheidung von anthropogenen und natürlichen Klimaänderungen sehr wichtig.

### 1.5.3 Maunder Minimum

Das Maunder Minimum ist ein Beispiel für eine Phase sehr geringer Sonnenaktivität, in der kaum Sonnenflecken beobachtet wurden (vgl. Abschnitt 1.3.2). Da diese Zeit geringer Sonnenaktivität mit der kleinen Eiszeit in Europa zusammenfällt, ist man an einer Rekonstruktion der solaren Einstrahlungsvariationen für dieses Minimum interessiert. Neuere Abschätzungen gehen von einem Anstieg der totalen solaren Strahlung von 0,2% (0,7% im UV von 200-400 nm, 0,2% im VIS und 0,07% im IR) seit dem Maunder Minimum aus (Lean, 2000b). Im UV-Bereich sind diese Variationen wieder größer und betragen 24%, 13,5% und 1,4% bei 150, 200 und 300 nm (Lean, 2000b). Damit liegen diese Änderungen etwas über den prozentualen Variationen des 11-Jahreszyklus.

In einer kürzlich erschienen Arbeit zweifelt Foukal (2003) die Abschätzungen für das Maunder Minimum an, die aus dem Vergleich mit anderen anomal ruhigen Sternen abgeleitet wurden. Er vermutet, dass wenn multidekadische Trends in der totalen solaren Einstrahlung existieren, diese nicht nur auf einer Änderung des Beitrages von Fackeln, sondern auf komplizierteren Prozessen auf der Sonne beruhen.

## 1.6 Globale Strahlungsbilanz des Klimasystems

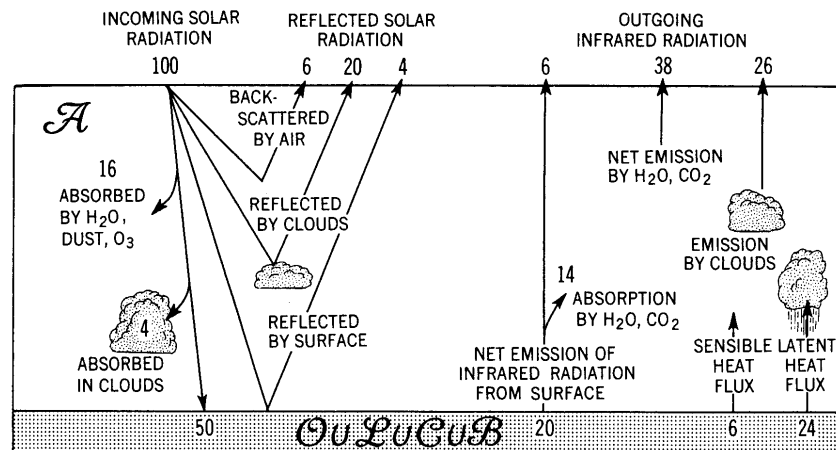
Da die von der Sonne am Oberrand der Atmosphäre ankommende Strahlung, die durch Absorption, Streuung und Reflexion in der Erdatmosphäre geschwächt wird (Abb. 1.14 und Abschnitt 3.2.1), die Hauptenergiequelle für den Antrieb der atmosphärischen Zirkulation liefert, können die eben beschriebenen Variationen der Sonneneinstrahlung einen nicht zu vernachlässigenden Einfluss auf das Klima haben (Kapitel 2).

Damit sich das Klimasystem im Mittel im Gleichgewicht befindet, muss die von der Sonne auf die Erdatmosphäre treffende Strahlung durch eine terrestrische Gegenstrahlung ausgeglichen werden. In Abb. 1.22 ist das Jahresmittel des globalen Strahlungshaushaltes dargestellt, welches sich aus der kurzwelligen, ankommenden Solarstrahlung (linke Seite) und der langwelligen, abgestrahlten terrestrischen Strahlung zusammensetzt (Peixoto und Oort, 1992). Dabei gibt Abb. 1.22 nur einen mittleren Zustand an, der je nach maximaler bzw. minimaler Sonnenaktivität variiert (vgl. Abschnitt 1.5.2). In Energiebilanzrechnungen wird der Wert der Solarkonstanten noch durch vier dividiert, um der Tatsache Rechnung zu tragen, dass die Erde als Kugelfläche ausstrahlt, aber nur auf einer Kreisfläche absorbiert<sup>33)</sup>. Im Mittel absorbiert und emittiert die Erde pro Einheitsfläche und bei ruhiger Sonne  $239,32 \text{ W/m}^2$  (Hoyt und Schatten, 1997). Bei diesem Wert ist die Albedo, also die von der Erde ungenutzt in den Weltraum abgestrahlte Energie von 30%, bereits berücksichtigt worden. In Abb. 1.22 ist der von der Sonne kommenden Strahlung ein Wert von 100 Einheiten zugeordnet worden. Von diesen 100 Einheiten der Solarstrahlung werden 16 Einheiten durch stratosphärisches Ozon, troposphärischen Wasserdampf und Aerosole sowie 4 weitere Einheiten durch Wolken absorbiert. 50 Einheiten werden direkt an der Erdoberfläche absorbiert. Das heißt insgesamt werden 70 Einheiten der Solarstrahlung absorbiert oder in Wärme umgewandelt, um die Erdoberfläche zu erwärmen und damit beispielsweise die thermohaline Zirkulation<sup>34)</sup> anzutreiben. Die verbleibenden 30 Einheiten der Solarstrahlung werden durch die Atmosphäre in den Weltraum zurückgestreut (6 Einheiten), an Wolken (20 Einheiten) oder direkt an der Erdoberfläche (4 Einheiten) reflektiert und tragen damit nicht zu physikalischen oder chemischen Prozessen im Klimasystem bei.

Von den 50 an der Erdoberfläche absorbierten Einheiten der Solarstrahlung werden 20 Einheiten als langwellige Strahlung von der Erdoberfläche emittiert, wovon 6 Einheiten zur langwelligen Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre beitragen und 14 Einheiten wiederum durch Absorptionsprozesse von Wasserdampf und Kohlendioxid der Atmosphäre zugute kommen. Die verbleibenden 30 Einheiten werden durch turbulente und konvektive Prozesse in Form von sensibler Wärme (6 Einheiten) und latenter Wärme (24 Einheiten) in die Atmosphäre übertragen. Die Atmosphäre absorbiert insgesamt also 64 Einheiten (20 Einheiten der Solarstrahlung plus 44 Einheiten der von der Erdoberfläche kommenden Energie), die durch Emission von infraroter Strahlung durch Wasserdampf und Kohlendioxid (38 Einheiten) und durch Wolken (26 Einheiten) wieder ausgeglichen wird. Zusammen mit den 6 Einheiten, die direkt von der Erdoberfläche emittiert werden, ergibt sich ein Verlust von 70 Einheiten in Form von langwelliger Strahlung am Oberrand der Atmosphäre, der genau die 70 absorbierten Einheiten der kurzwelligen Solarstrahlung ausgleicht. Unter diesen Bedingungen ergibt sich eine Gleichgewichtstemperatur der Erde von 255 K (ca.  $-18^\circ\text{C}$ ), die durch den natürlichen Treibhauseffekt auf einen Wert von 288 K ( $15^\circ\text{C}$ ) angehoben wird. Die Energiebilanzrechnungen sind in Wirklichkeit sehr viel

<sup>33)</sup>Die Kugeloberfläche ( $4\pi r^2$ ) unterscheidet sich nur um den Faktor 4 von der Fläche eines Kreises ( $\pi r^2$ ).

<sup>34)</sup>Ozeanzirkulation



**Abbildung 1.22:** Schematische Darstellung des mittleren globalen Strahlungshaushaltes des Klimasystems. Der ankommenden solaren Strahlung wurde ein Wert von 100 Einheiten zugeschrieben. (Peixoto und Oort, 1992)

komplizierter, da die Erde während des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus kein Gleichgewicht erreicht, die Erdalbedo ebenfalls geringfügig unterschiedlich für die beiden Phasen des Zyklus ist, es verschiedene Wechselwirkungsfaktoren (z. B. Anstieg von Wasserdampf) gibt, die die Erwärmung verstärken würden, und schließlich Prozesse in der Mittleren Atmosphäre den solaren Einfluss auf das Klima noch verstärken können, worauf im Folgenden näher eingegangen wird.





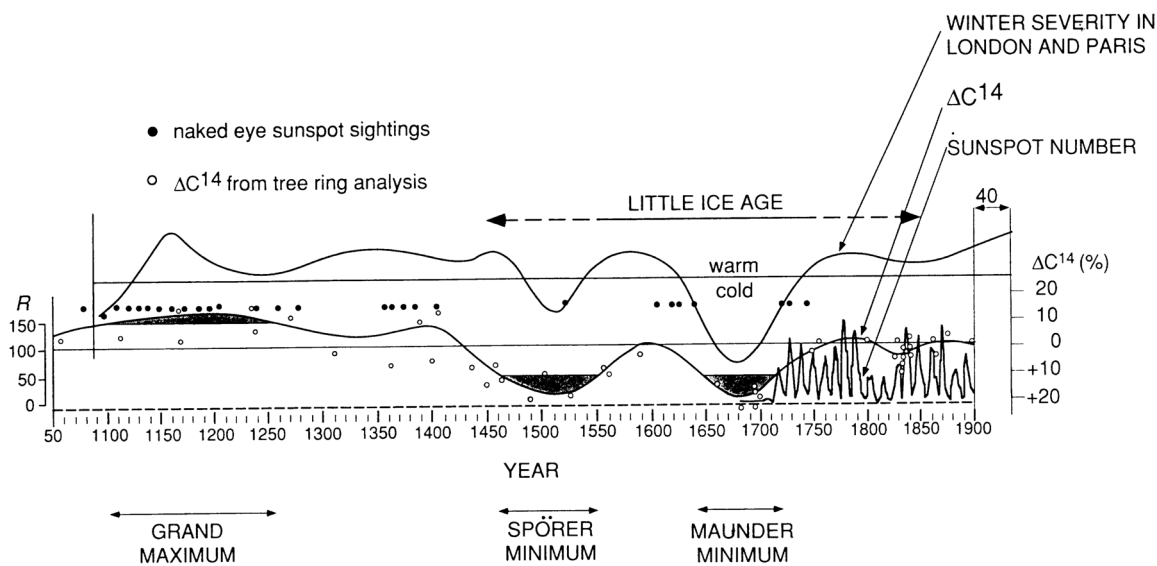
## Kapitel 2

# Der Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima

In diesem Kapitel wird ein Literaturüberblick über einige der wichtigsten Arbeiten zum Einfluss der Sonne auf das Klima gegeben, wobei der Schwerpunkt auf dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in der Stratosphäre liegt.

Die Sonne ist die Energiequelle für das Klimasystem und ein Zusammenhang zwischen ihrer Variabilität und der Erdatmosphäre liegt daher nahe. Bereits 1801 glaubte W. Herschel, dass eine Änderung der Sonnenfleckenanzahl zu einer Änderung der emittierten Sonnenstrahlung führen könnte, welche wiederum das Wetter beeinflussen könnte (Herschel, 1801b,a). Herschels Kommentar über den möglichen Zusammenhang zwischen Sonnenaktivität und Wetter regte für einige Zeit Interesse an diesem Thema auch bei anderen Wissenschaftlern. Dies ebnete allerdings wieder ab und lebte erst im 20. Jahrhundert wieder auf. Ein Überblick über historische Arbeiten zum Einfluss der Sonne auf das Klima ist in Hoyt und Schatten (1997) zu finden.

Eine besonders gute Übereinstimmung zwischen der Sonnenvariabilität und dem Klima fiel Eddy (1976) für die Zeit des Maunder Minimums auf, in der das Fehlen von Sonnenflecken mit der Kleinen Eiszeit in Europa zusammenfällt (Abb. 2.1). Es wird vermutet, dass das Maximum der solaren Aktivität im 12. Jahrhundert, auch Großes Maximum genannt, mit der mittelalterlichen Warmzeit (engl. „medieval optimum“) in Verbindung steht, in der beispielsweise die Wikinger Grönland (engl. „Greenland“=grünes Land) besiedelten (Hoyt und Schatten, 1997). Neue Brisanz erlangte dieses hohe Niveau der solaren Aktivität und die damit verbundene Temperaturabweichung in der aktuellen Klimadiskussion, da momentan ebenfalls positive Temperaturanomalien (die aber höher als die der mittelalterlichen Warmzeit sind (z. B. Bradley et al., 2003)) beobachtet werden und einige Wissenschaftler dies ausschließlich auf natürliche Ursachen zurückführen. Auch andere Warm- und Kaltphasen der Erdgeschichte fallen mit einer maximalen bzw. minimalen Sonnenaktivität zusammen und legen damit die Vermutung nahe, dass es einen Zusammenhang zwischen der Aktivität der Sonne und dem Klima gibt. Um diesen Zusammenhang beweisen zu können, sind sowohl ausreichend lang zurückreichende Beobachtungsdaten (für die Sonnenaktivität und die Klimaverhältnisse) als auch geeignete Modelle notwendig, mit denen man die verschiedenen Skalen der Sonnenaktivität und ihren Einfluss auf das Klima simulieren kann.



**Abbildung 2.1:** Zusammenhang zwischen der Winterintensität in Paris und London (obere Kurve) und langzeitlichen Schwankungen der solaren Aktivität (untere Kurve). Die schattierten Teile dieser Kurve geben das Spörer und das Maunder Minimum der solaren Aktivität an. Detailliertere Variationen der solaren Aktivität sind seit 1700 in der unteren Kurve durch die Sonnenfleckenzahl angegeben. Der Index für die Winterintensität wurde um 40 Jahre nach rechts geschoben, um einer durch kosmische Strahlen produzierten  $^{14}\text{C}$  Assimilation in Baumringen gerecht zu werden. • Sonnenfleckenbeobachtungen mit bloßem Auge, ○  $\Delta C^{14}$  aus Baumringanalysen (Eddy, 1976).

## 2.1 Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten

Ein Hauptproblem bei der Untersuchung von Sonne-Klima Wechselwirkungen war und ist die zeitlich und räumlich sehr begrenzte Verfügbarkeit von atmosphärischen und sonnenphysikalischen (siehe Abschnitt 1.5.2) Beobachtungsdaten, die erst mit dem Beginn der ersten Satellitenmessungen in den 1960er Jahren anstieg. Verlässliche instrumentelle Messungen für die Temperaturverhältnisse auf der Nordhalbkugel gibt es seit dem Beginn der industriellen Revolution ab 1850, also für die letzten 150 Jahre. Für die Zeit davor muss man auf sogenannte „Multi-proxy“ Rekonstruktionen zurückgreifen, die auf Eisbohrkernen, Baumringen, Korallen, Seesedimentdaten und historischen Aufzeichnungen beruhen (z. B. Jones et al., 1998; Mann et al., 1999; Mann, 2002; Fischer et al., 2003). Mit diesen Rekonstruktionen war es möglich, die Erdbodentemperatur der Nordhemisphäre für die letzten 1000 Jahre relativ genau zu bestimmen. Will man die Klimaverhältnisse für noch längere Zeitspannen untersuchen, ist man auf einzelne Proxy-Daten von Eisbohrkernen u.s.w. angewiesen, aus denen man sowohl die Spurengasverteilung als auch die Temperaturverhältnisse ableiten kann.

Seit der Erfindung der Radiosonde im Jahre 1929 existieren vertikale Messungen für die Troposphäre und die untere bis mittlere Stratosphäre (im Normalfall erreichen Radiosonden Höhen von 25 bis 30 km). Erst mit dem Beginn von Satellitenmessungen war es möglich, auch größere Höhenbereiche abzudecken. Aber auch bei diesen Messungen gibt es Einschränkungen, da sie beispielsweise nicht den gesamten Höhenbereich vom Erdboden bis in die Mittlere Atmosphäre abdecken und die polaren Breiten oft ausgespart bleiben. Konsistente Datenreihen über mehr

als 40 Jahre gibt es praktisch nicht, da immer wieder neue Satelliteninstrumente eingesetzt wurden, deren Daten in aufwendigen Verfahren zu einer einheitlichen Datenreihe zusammengesetzt werden müssen. Die vertikale Struktur eines möglichen solaren Signales kann also erst seit vier Sonnenfleckenzyklen untersucht werden. Dies reduziert die statistische Signifikanz der Ergebnisse und lässt im Prinzip nur Untersuchungen des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus zu, da längere Zeitskalen wie z. B. der 88-jährige Gleisbergzyklus noch nicht genau genug erfasst werden können. Die längeren Zeitskalen der Sonnenaktivität kann man mit den vorhandenen Beobachtungsdaten also bisher nur am Erdboden untersuchen. Wenn es gelingt, den Einfluss der Sonne auf verschiedenen Zeitskalen, z. B. für den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus oder die Zeit des Maunder Minimums, mit einem Modell erfolgreich zu simulieren, könnten die Lücke in der vertikalen Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten geschlossen und gleichzeitig verlässlichere Aussagen für künftige Klimaentwicklungen getroffen werden. Allerdings haben nicht nur die Beobachtungsdaten, sondern auch die Modelle einige Einschränkungen.

## 2.2 Einsatz von Modellen

Erst mit dem stetigen Anstieg leistungsfähigerer Rechner war es möglich, immer komplexere Modelle zu integrieren. Ein- und zweidimensionale (1-D/2-D) Modelle wurden von dreidimensionalen (3-D) Modellen abgelöst, welche die Wechselwirkungen in der Atmosphäre besser simulieren. Klimamodelle (im Englischen: „General Circulations Models (GCMs)“), welche auch die Mittlere Atmosphäre beinhalten existieren allerdings erst seit Ende der 1980er Jahre (z. B. Überblick von Langematz und Pawson, 1992). Die ersten Modelle waren aber noch nicht in der Lage, die Wechselwirkungen zwischen Dynamik, Strahlung **und** Chemie, geschweige denn eine Kopplung zwischen Atmosphäre **und** Ozean interaktiv zu berücksichtigen. Man musste sich daher auf die Simulation von Teilen des Klimasystems beschränken. So gab und gibt es beispielsweise GCMs, welche zwar eine Ozean-Atmosphärenkopplung berücksichtigen, dafür aber die Mittlere Atmosphäre und eine interaktive Chemieparametrisierung noch nicht beinhalten, oder GCMs, welche die Atmosphäre bis in die Mesosphäre abbilden, dafür aber weder den Ozean noch die Chemie interaktiv berechnen. Seit Ende der 1990er Jahre beginnt man aufgrund gestiegener Rechnerkapazitäten auch Modelle der Mittleren Atmosphäre mit einem interaktiven Chemiemodul zu koppeln, sogenannte „Chemistry Climate Models (CCMs)“ (z. B. Überblick von Austin et al., 2002). Modelle, welche sowohl die Atmosphäre bis in die Mittlere Atmosphäre als auch eine interaktive Chemie und einen interaktiven Ozean berücksichtigen, sind im Moment gerade in der Entwicklungsphase. Diese Modelle, welche möglichst viele Komponenten des Klimasystems (bis hin zur Beschreibung der Biosphäre) zu berücksichtigen versuchen, werden auch „Earth System Models (ESMs)“ genannt. Bei der Simulation von längeren Zeitskalen ist man allerdings immer noch auf die GCMs, welche noch nicht das ganze Klimasystem beinhalten angewiesen bzw. auf Modelle mittlerer Komplexität, wie z. B. das CLIMBER-Modell des Potsdam Instituts für Klimafolgenforschung.

Die Ausführungen machen deutlich, dass es nicht nur in den Beobachtungen sondern auch bei den Modellen Unsicherheiten gibt, die es zu überwinden gilt, wenn man das Klima der Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft beschreiben möchte. Nicht zuletzt wegen dieser Unsicherheiten gab es immer wieder kritische Stimmen zu Untersuchungen des Sonneneinflusses (z. B. Pittock, 1978) und erst die langsam wachsende Anzahl von gesicherten Beobachtungs- und Modelldaten ließ die Akzeptanz solcher Studien in den letzten Jahren steigen. Ein ganz wichtiger Punkt in derzeitigen Modell- und Beobachtungsstudien ist das Verständnis von natürlich und anthropogen bedingten Klimaänderungen (IPCC, 2001; WMO, 2003).

## 2.3 Hinweise für einen Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima

Solare Variabilität findet auch auf sehr langen Zeitskalen von 22.000, 41.000 und 100.000 Jahren durch Änderungen der Orbitalparameter statt (Abschnitt 1.5). Diese Änderungen der orbitalen Parameter haben geringfügige Änderungen der totalen solaren Einstrahlung zur Folge, welche relativ große Klimaschwankungen, sogenannte Milankovitch-Zyklen hervorrufen (Milankovitch, 1941). Zahlreiche Vereisungen, auch die vor 10.000 Jahren, stehen im Zusammenhang mit einer Kombination aus den Basisfrequenzen von 100.000, 41.000 und 22.000 Jahren (z. B. Willson, 2001). Die 420.000 Jahre vor heute zurückreichende Serie des Vostok-Eisbohrkernes liefert unter anderem wichtige Hinweise zum Verständnis der Antwort des Klimasystems auf diese orbitalen Initial- (Milankovitch-) Anregungen (Raynaud, 2001; Petit et al., 1999). Auch andere Wechsel zwischen den Eiszeiten und Warmphasen der vergangenen ein bis zwei Millionen Jahre lassen sich zum großen Teil mit kleinen periodischen Schwankungen der Erdbahn um die Sonne und damit anhand von Änderungen der Solarstrahlung erklären. Mit dem CLIMBER-Modell des PIK gelang es, alleine durch Änderung der Orbitalparameter und damit einer geänderten Sonneneinstrahlung einen Zusammenhang zwischen der Sonnenaktivität auf sehr langen Zeitskalen und dem Klima zu zeigen. Unter zusätzlicher Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Niederschlag und Vegetation konnte gezeigt werden, dass die Sahara im Holozän (ca. 8.000 Jahre vor heute) bewachsen war<sup>1)</sup> (Claussen und Kubatzki, 2002). Die sogenannten Dansgaard/Oeschger Zyklen sind im Vergleich zu den Schwankungen der Orbitalparameter kürzere Ereignisse, die vor 100.000 bis ca. 11.600 Jahren vor heute alle 1470 Jahre sehr regelmäßig auftraten. Sie sind durch einen charakteristisch schnellen Anstieg der Temperatur<sup>2)</sup> und einen fast gleichzeitigen Anstieg der Konzentration von CO<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub> gekennzeichnet (Grootes, 2001). Die Regelmäßigkeit dieser Zyklen, die auch im Holozän nachgewiesen wurden, deutet auf einen kosmischen Ursprung hin<sup>3)</sup>, der allerdings noch nicht eindeutig identifiziert werden konnte (Rahmstorf, 2003). Bond et al. (2001) finden anhand von Korrelationen zwischen <sup>14</sup>C und <sup>10</sup>Be mit Proxydaten für die Eisdrift einen solaren Einfluss auf das nordatlantische Klima im Holozän. Die Periode der Kleinen Eiszeit vom 16. bis 18. Jahrhundert könnte eine der letzten kalten Phasen des 1500 Jahreszyklus gewesen sein, für die ein Zusammenhang zu einer Phase sehr geringer Sonnenaktivität vermutet wird. Erste Ergebnisse von Simulationen des Maunder Minimums mit GCMs zeigen eine gute Übereinstimmung des simulierten Klimas mit Rekonstruktionen (z. B. Rind et al., 1999; Shindell et al., 2001a, 2003; Rind et al., 2002b; Fischer-Bruns et al., 2002; Langematz et al., 2003a). Einige Simulationen benutzten sowohl die spektralen Änderungen der solaren Einstrahlung während des Maunder Minimums nach Lean (2000b) und beinhalteten die Stratosphäre (Shindell et al., 2001a, 2003; Langematz et al., 2003a) sowie eine vereinfachte interaktive Chemieparametrisierung und einen Mischungsschichtozean (Shindell et al., 2001a, 2003), während andere nur die Solarkonstante anpassten und die mittlere Atmosphäre nicht vollständig beinhalten dafür aber einen interaktiven Ozean berücksichtigten (Fischer-Bruns et al., 2002). Diese Simulationen des Maunder Minimums geben daher erste Anhaltspunkte für den Einfluss der Sonne auf das Klima.

---

<sup>1)</sup>Das Perihel fand im Holozän im September (heute im Januar) statt, d.h. die Nordhalbkugel erhielt im Sommer mehr und im Winter weniger Sonnenenergie als heute. Dies führte unter anderem zu einer Verstärkung des asiatischen und afrikanischen Sommermonsuns.

<sup>2)</sup>Innerhalb weniger Jahre stieg die Temperatur in den von Gletschern bedeckten Gebieten Nordeuropas um bis zu zehn Grad Celsius, um nach einigen hundert Jahren genauso schnell wieder abzuklingen.

<sup>3)</sup>Der 1800 Jahre dauernde Mondzyklus könnte in Frage kommen (Rahmstorf, 2003).

Ganz neue Untersuchungen gehen davon aus, dass langzeitliche Klimaextremereignisse, als deren Ursachen bisher die Wanderung von Kontinenten, schwankende Meeresströmungen, Vulkanausbrüche sowie natürliche Schwankungen von Kohlenstoffdioxid galten, im Zusammenhang mit der Wanderung des Sonnensystems in der Galaxis stehen (z. B. Shaviv, 2003). Alle 140 Millionen Jahre durchquert die Erde einen der vier Spiralarme (siehe Abb. 1.2) der Galaxis, was vermutlich eine Eiszeit auf der Erde aufgrund geänderter kosmischer Strahlung ausgelöst haben könnte. Etwa zwei Drittel der Rekonstruktion der Temperaturschwankungen für die letzten 550 Millionen Jahre lassen sich mit Hilfe der Wanderung der Erde durch die Milchstraße erklären. Diese Untersuchungen geben Hinweise darauf, dass Schwankungen von Kohlenstoffdioxid nicht der Auslöser für Klimasprünge waren.

Auf der dekadischen und Jahrhunderte Zeitskala gibt es einige Hinweise aus unterschiedlichen Klimaarchiven und -parametern, die eine Beeinflussung des Klimas durch die Sonne nahe legen. Dekadische Signale findet man z. B. in Baumringen (Kromer et al., 2001), in Korallen (Cobb et al., 2001; Tourre et al., 2001), in Eisbohrkernen (tropische: z. B. Hoffmann et al., 2002; Thompson et al., 2002), (polare: z. B. Grootes, 2001), in Seesedimenten (Cooper et al., 2000; Negendank und Arbeitsgruppe, 2001), in Stalagmiten (Neff et al., 2001) und in Variationen der Meeresoberflächentemperaturen (z. B. Reid, 2000; White und Tourre, 2003). Einige dieser Studien bringen die dekadischen Signale direkt mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in Zusammenhang. Die 11-jährigen Zyklen in der Erdoberflächentemperatur der letzten Dekaden hatten dabei Amplituden von 0,06 bis 0,1°C, welche direkt zu den beobachteten Änderungen der totalen solaren Einstrahlung von 1,1 W/m<sup>2</sup> (0,08%) passen. Dieser direkte solare Klimaantrieb beträgt 0,2 W/m<sup>2</sup> im Vergleich zu einem Netto-Klimaantrieb durch anthropogene Faktoren von 0,35 W/m<sup>2</sup> pro Dekade und ist daher nicht vernachlässigbar (Lean und Rind, 2001). Ein möglicher indirekter Klimaantrieb über Änderungen in der solaren UV-Strahlung wird in Abschnitt 2.4 näher betrachtet. Das Auffinden eines solaren Signales in der Troposphäre wird allerdings aufgrund der hohen Variabilität und der Limitierung globaler Datenreihen extrem erschwert.

Mit Hilfe von transienten Simulationen, in die sowohl der Strahlungsantrieb der Sonnen- und Vulkanaktivität (vgl. Abschnitt 1.3.2 für die Sonnenindizes) als auch der Strahlungsantrieb durch den Anstieg von Aerosolen und Treibhausgasen eingehen, um den aus Beobachtungen rekonstruierten Temperaturanstieg der letzten 1000 Jahre zu simulieren (z. B. Crowley, 2000; Tett et al., 2002), konnte gezeigt werden, dass vor 1850 41% bis 64% der dekadisch-skaligen Temperaturänderungen auf Änderungen in der solaren Einstrahlung und der Vulkanaktivität zurückzuführen sind, der starke Temperaturanstieg in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts allerdings hauptsächlich auf den anthropogen verursachten Anstieg der Treibhausgase zurückzuführen ist (Crowley, 2000). Die erste transiente Simulation mit einer Änderung der Solarkonstanten (die allerdings nicht wellenlängenabhängig vorgegeben wurde) führten Cubasch et al. (1997) mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodell durch, welches die Stratosphäre nicht vollständig beinhaltete. Die Ergebnisse zeigen, dass die simulierte Erdoberflächentemperatur von der langzeitlichen Periode des Gleisberg-Zyklus<sup>4)</sup> dominiert wird und um 0,5 K schwankt und legen eine Beeinflussung des Temperaturtrends im 20. Jahrhundert durch die Variabilität der Sonne nahe. Unter Berücksichtigung einer zweiten Abschätzung für die Intensitätsvariationen der Solarkonstanten konnte der Einfluss von langzeitlichen Perioden der solaren Variabilität bestätigt werden (Cubasch und Voss, 2000; Cubasch, 2002). Die

---

<sup>4)</sup> Im Moment befinden wir uns in einem Minimum des Gleisberg-Zyklus.

bodennahe Lufttemperatur und die vertikale Temperaturverteilung in der Atmosphäre sowie die thermohaline Zirkulation im Nordatlantik reagieren auf die variable Sonneneinstrahlung. In der unteren Stratosphäre findet man allerdings kein deutliches 11-jähriges Signal, was auf die ungenügende Repräsentation der Stratosphäre zurückgeführt wird.

Bereits Lean et al. (1995) zeigten, dass die Hälfte der beobachteten Erwärmung seit 1860 und ein Drittel der Erwärmung seit 1970 auf solaren Antrieb zurückzuführen ist. Seit Mitte der 1990er Jahre gibt es eine Diskussion über den Einfluss der Sonne im Vergleich zu anthropogenen Faktoren. Lean und Rind (1998) wiesen bereits daraufhin, dass der Anstieg der Treibhausgase hauptverantwortlich für den Temperaturanstieg der letzten 30-100 Jahre ist. Auch Mende und Stellmacher (2000) finden mithilfe eines nicht-linearen Regressionsmodells wichtige Hinweise für eine hauptsächlich solargetriebene Variabilität in der Vergangenheit, die auch für die Zukunft signifikant bleiben wird, da sowohl die anthropogenen Faktoren als auch die solare Variabilität in Richtung einer weiteren globalen Erwärmung weisen. Eine endgültige Abschätzung der natürlichen Faktoren und insbesondere der Sonnenvariabilität ist bisher nicht gelungen, so dass im neuen IPCC-Bericht (IPCC, 2001) auch nur die direkten solaren Antriebe berücksichtigt sind, während die indirekten Effekte noch genauer bestimmt werden müssen. Das Ziel dieser Arbeit ist es unter anderem zu zeigen, wie wichtig die indirekten Effekte aufgrund des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus sind, damit sie in zukünftigen Abschätzungen berücksichtigt werden. Neben den beschriebenen transienten Simulationen, die versuchen die Temperatur der letzten 1000 bzw. 140 Jahre zu erklären, gibt es auch Gleichgewichtssimulationen des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, die sich mit dem Mechanismus der Übertragung des Signales beschäftigen (siehe Abschnitt 2.4.2).

## 2.4 Der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus in der Stratosphäre

Mögliche Einflüsse des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in der Troposphäre sind bereits angesprochen worden. Hier sollen nun die Einflüsse des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre näher beschrieben werden, wobei sowohl darauf geachtet wird, eine zeitliche Abfolge der Untersuchungen einzuhalten als auch eine Einteilung in Beobachtungs- und Modellstudien vorzunehmen. Am Ende dieses Kapitels wird dann der Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre sowie der mögliche Einfluss auf die Troposphäre aufgezeigt, um die Fragestellungen für die vorliegende Arbeit zu entwickeln.

Für die Stratosphäre stellt sich die Frage eines ausreichend langen Datensatzes noch viel mehr als für die Troposphäre, da man erst seit den 1950er Jahren regelmäßige Daten zur Verfügung hat. Heutige Datensätze für die untere und mittlere Stratosphäre<sup>5)</sup> (z. B. FU Berlin Analysen von 1957/58 bis 2001 (Labitzke und Mitarbeiter, 2002), NCEP/NCAR-Reanalysen 1958 bis heute (Kalnay et al., 1996)) decken in etwa den Zeitraum von vier Sonnenfleckenzyklen ab. Um langzeitliche Variationen der Stratosphäre auch oberhalb von 10 hPa zu untersuchen, stehen folgende Datensätze zur Verfügung (WMO, 1999): (a) Satellitendaten (1979 bis heute), (b) Lidardaten (1979 bis heute) und (c) Raketendaten (Zeitintervalle variieren von Station zu Station, etwa von Mitte der 1960er Jahre bis Mitte der 1990er Jahre). Der neue Reanalysen-

---

<sup>5)</sup>In diese Datensätze fließen Radiosondenmessungen ein, die nur eine maximale Höhen von 10 hPa (32 km) erreichen und keine einheitliche globale Abdeckung haben.

datensatz vom Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (ERA-40)<sup>6)</sup> deckt einen Zeitraum von über 40 Jahren (1957-2001) ab, reicht bis in eine Höhe von 1 hPa (48 km) und stellt damit in der Zukunft einen erweiterten Datensatz für stratosphärische Untersuchungen dar. Aufgrund der geringen Anzahl von räumlich und zeitlich ausreichenden Daten für die Stratosphäre (vgl. auch Abschnitt 2.1) versuchte man die anhand von einzelnen Beobachtungen (Abschnitt 2.4.1) gefundenen Hinweise des Einflusses des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre zuerst mit 2-D Modellen nachzuvollziehen (z. B. Garcia et al., 1984; Brasseur, 1993; Huang und Brasseur, 1993; Fleming et al., 1995) (Abschnitt 2.4.2). Aus diesen theoretischen Studien wusste man, dass Änderungen der solaren UV-Strahlung mit dem 27-tägigen Rotationszyklus und dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus die chemische, thermische und dynamische Struktur der Mittleren Atmosphäre, d.h. der Mesosphäre und Stratosphäre, beeinflussen (z. B. Rückblick von Brasseur und Solomon, 1984). Immer wieder versuchte man Beweise sowohl aus Beobachtungs- als auch Modelldaten (später kamen auch 3-D Modelle hinzu) für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre zu finden (Abschnitt 2.4.1, 2.4.2). Diese Bemühungen dauern auch noch an, da längst noch nicht alles verstanden ist.

In dem folgenden Überblick über existierende Beobachtungs- und Modellstudien werden detailliert die Ergebnisse von diesen Studien aufgezeigt, die im späteren Verlauf für den Vergleich mit im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Modellsimulationen benutzt werden. Dabei wird versucht, die Fülle der verschiedenen Arbeiten zum 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus sowie Arbeiten zur Wechselwirkung zwischen 11-jährigem Sonnenfleckenzyklus und tropischen Windschwingungen in der Stratosphäre (QBO und SAO) übersichtlich darzustellen.

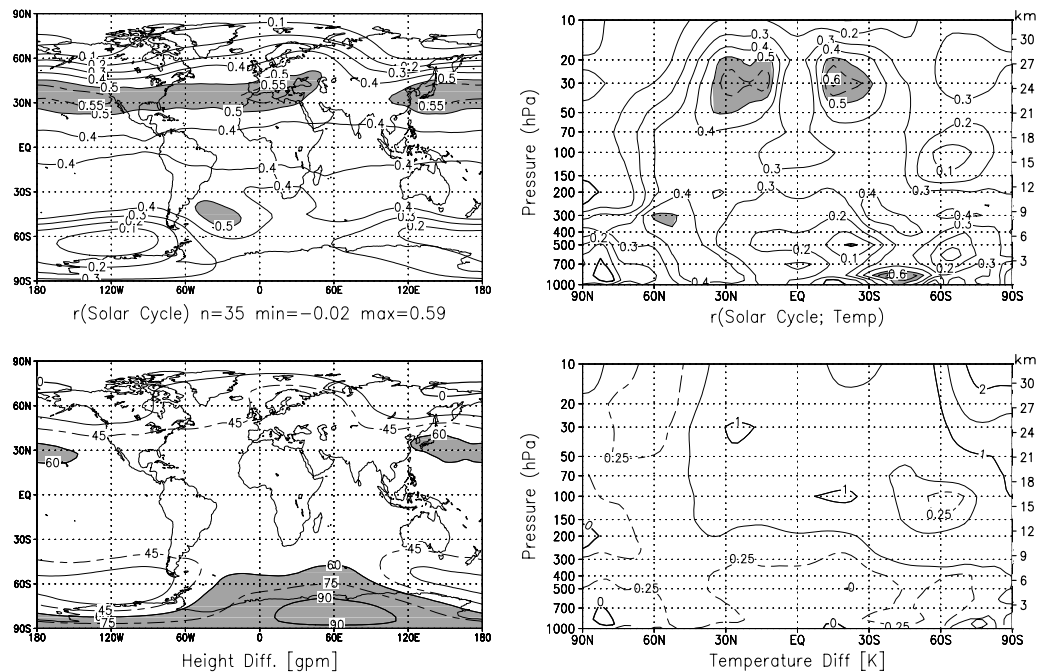
### 2.4.1 Beobachtungen

Während man in den fünfziger Jahren noch die Sonne als Auslöser für die gerade entdeckten Stratosphärenerwärmungen („Berliner Phänomen“) vermutete (Scherhag, 1952), bemerkte Scherhag (1962) bereits einen Zusammenhang zwischen der Abnahme der Sonnenaktivität mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der Abnahme der stratosphärischen Temperatur von 1958 bis 1962 um 0,7 K. Weitere Arbeiten aus der Berliner Gruppe folgten, welche versuchten, diesen beobachteten Zusammenhang statistisch zu belegen (z. B. Kriester, 1971; Ebel und Labitzke, 1980; Ebel et al., 1981; Naujokat, 1981). In Quiroz (1979) ist ein Überblick über die ersten Arbeiten mit Raketendaten ab Mitte der 1970er Jahre zu finden, welche von positiven Korrelationen zwischen stratosphärischen Variablen (hauptsächlich Temperatur) und der Sonnenaktivität (Sonnenflecken) berichten, sowie über erste vereinfachte Modellstudien. Einen ersten Zusammenhang zwischen 11-jährigen Änderungen der solaren UV-Strahlung, deren Zusammenhang zur Sonnenaktivität zu diesem Zeitpunkt noch nicht gesichert war (vgl. Kapitel 1), und Trends in stratosphärischem Ozon und in der stratosphärischen Temperatur finden Callis et al. (1979) beim Vergleich von Beobachtungen mit vereinfachten Modellstudien. Die maximale Temperaturdifferenz zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum tritt in ca. 40 km Höhe auf. Alle diese früheren Studien benutzten allerdings relativ kurze und räumlich begrenzte Datensätze und waren daher nicht in der Lage, den Zusammenhang zur Sonne wirklich nachzuweisen.

---

<sup>6)</sup> Dieser Datensatz ist erst seit einigen Monaten verfügbar.





**Abbildung 2.2:** Links: Oben: Jahresmittel der Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der geopotentiellen Höhe in 30 hPa für die NCEP/NCAR-Reanalysedaten von 1968-2002. Korrelationen größer als 0,5 sind grau unterlegt. Unten: Differenz der 30-hPa Höhe zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum, Isolinienabstand: 30 gpm, Differenzen größer als 60 gpm sind grau unterlegt. Rechts: Oben: Jahresmittel der Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der Temperatur von 1000 bis 10 hPa für die NCEP/NCAR-Reanalysedaten von 1968-2002. Korrelationen größer als 0,5 sind grau unterlegt. Unten: Differenz der Temperatur zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum, Isolinienabstand: 0,5 K. Erweitert nach Labitzke (2001).

Ein Durchbruch für den Nachweis des Einflusses des 11-jährigen Sonnenfleckenzklus gelang Ende der 1980er Jahre (Labitzke, 1987; Labitzke und van Loon, 1988) mit der Veröffentlichung von sehr hohen Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss (als Maß für den 11-jährigen Sonnenfleckenzklus; vgl. Abschnitt 1.3.2) und meteorologischen Parametern wie Temperatur und geopotentieller Höhe in der gesamten nordhemisphärischen unteren und mittleren Stratosphäre. Seit dieser Zeit wurden die Korrelationen ständig aktualisiert, im Winter um die stratosphärische QBO (siehe unten) erweitert und mit den NCEP/NCAR-Reanalysen auch auf die Südhemisphäre ausgedehnt (van Loon und Labitzke, 2000). Im Jahresmittel sind die Korrelationen zwischen dem 11-jährigen Sonnenfleckenzklus und der geopotentiellen Höhe in 30 hPa (ca. 24 km) positiv, d.h. man findet im Sonnenfleckmaximum höhere geopotentielle Höhen in der Stratosphäre als im Sonnenfleckminimum (Abb. 2.2 links), wobei die größten Korrelationen (oben) und Differenzen (unten) im Bereich der Subtropen ( $\pm 30^\circ$ ) zu finden sind. Das Signal ist im Nordsommer am stärksten ausgeprägt und wandert von einer Sommerhemisphäre zur anderen (z. B. van Loon und Labitzke, 2000; van Loon und Shea, 2000; Labitzke, 2002). Die vertikale Struktur des Temperatursignales ist in Abb. 2.2 (rechts) dargestellt. Im Jahresmittel sind die Korrelationen zwischen dem Sonnenfleckenzklus und der Temperatur vom Erdboden bis in eine Höhe von 32 km positiv (oben). Im Sonnenfleckmaximum ist es im Vergleich zum Sonnenfleckminimum bis zu 1,2 K (bei 100 hPa) wärmer (unten).

Diese hohen Korrelationen zwischen 11-jährigem Sonnenfleckenzyklus und stratosphärischen Parametern waren lange Zeit sehr umstritten und wurden sogar als mathematisches Artefakt aufgrund der Kürze der Datenreihen bezeichnet (Salby und Shea, 1991). Die Akzeptanz des Zusammenhanges zwischen Sonne und Klima erlangte in den letzten Jahren nicht zuletzt durch eine verstärkte Beschäftigung mit diesem Thema in Modell- und Beobachtungsstudien eine neue Dimension. Inzwischen untersuchen dieselben Autoren ebenfalls den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Atmosphäre und finden signifikante Signale (z. B. Salby und Callaghan, 2000, 2004; van Loon und Shea, 2000).

Nachdem ein 11-jähriges Sonnensignal in der unteren Stratosphäre gezeigt worden war, konnte wenig später auch ein Signal in der oberen Stratosphäre anhand hoher Korrelationen zwischen dem subtropischen mittleren Zonalwind in 1 hPa und der 11-jährig variierenden solaren UV-Strahlung (Kodera und Yamazaki, 1990) sowie anhand von Ozon, Temperatur und Wind (Hood und McCormack, 1992; Hood et al., 1993; Chandra und McPeters, 1994) nachgewiesen werden. Mit einem statistischen Multiregressionmodell, welches einen linearen Trend, den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, die QBO, ENSO (El Nino Southern Oscillation) und Vulkane (McCormack et al., 1997) berücksichtigt, konnte das Signal des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in der Temperatur- und der Ozonverteilung bestimmt werden.

### Ozon

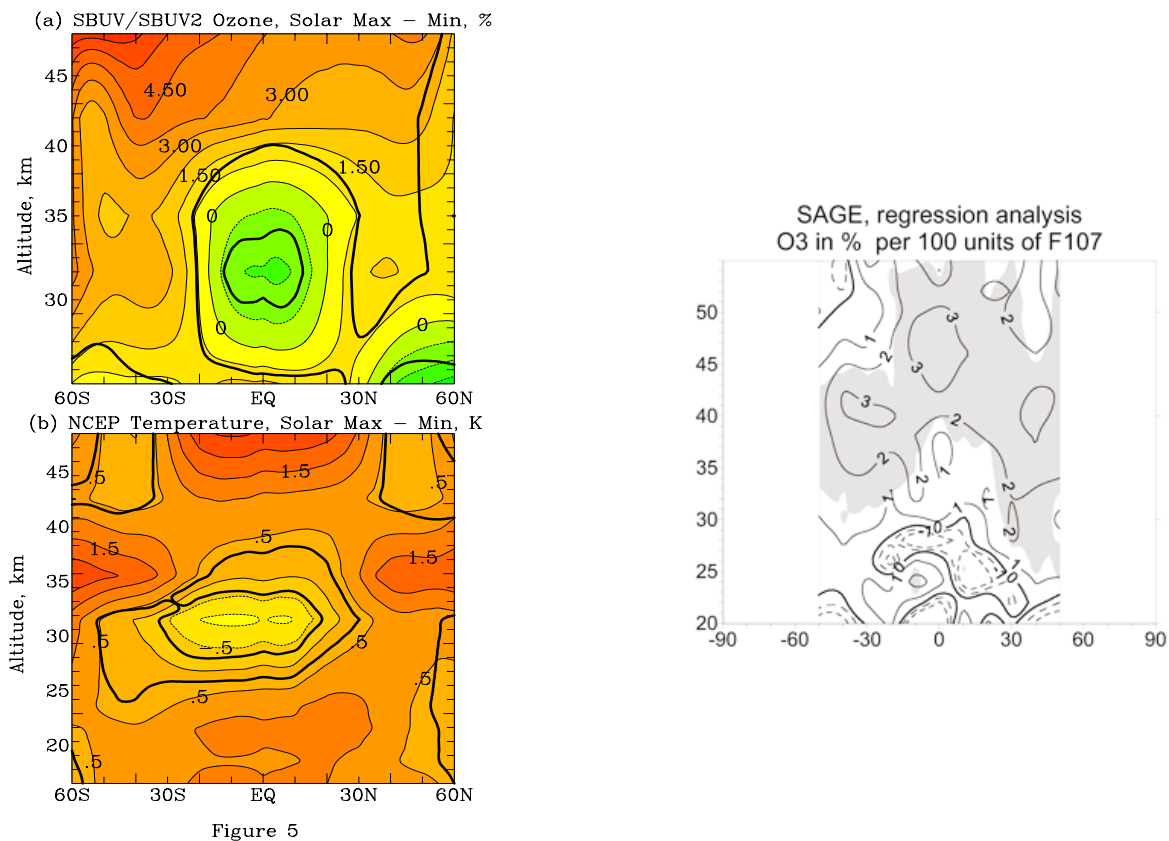
Im Jahresmittel tritt das größte Ozonsignal in mittleren Breiten beider Hemisphären an der Stratopause (1-3 hPa) auf und ist mit 6% auf der Südhemisphäre etwas stärker als auf der Nordhemisphäre (3,75%) (Abb. 2.3a). Das Signal verschwindet fast völlig in der mittleren Stratosphäre (5-10 hPa) und steigt erst in der unteren Stratosphäre wieder an. Am Äquator ist das beobachtete Ozonsignal in 10 hPa sogar negativ. Ein vergleichbares negatives Ozonsignal in der mittleren Stratosphäre konnte nun auch aus den SAGE II Daten mit Hilfe eines Multiregressionsmodells extrahiert werden (Abb. 2.3c) (K. Tourpali, persönliche Mitteilung, 2003). Auch Lee und Smith (2003) erhalten sowohl in SBUV als auch in SAGE Daten ein zu Abb. 2.3a ähnliches Muster der Ozonanomalien. Sie führen das negative Signal in der unteren bis mittleren Stratosphäre auf einen Einfluss der QBO bzw. auf zwei starke Vulkaneruptionen<sup>7)</sup> zurück.

### Temperatur

Die Temperaturverteilung zeigt im Jahresmittel ein zur Ozonverteilung ähnliches Signal (Abb. 2.3b). Das Maximum befindet sich in der tropischen oberen Stratosphäre (+2,5 K), in der mittleren Stratosphäre befindet sich ein leicht negatives Signal (-1 K) und ein zweites Temperaturmaximum ist in der unteren tropischen Stratosphäre zu erkennen (+1 K), welches vergleichbar zu Abb. 2.2 rechts ist. Im Winter (Dezember, Januar, Februar) findet man einen signifikanten Temperaturanstieg von  $2,7 \pm 1,5$  K in den niedrigen Breiten der Stratopausenregion und einen noch stärkeren Temperaturanstieg von  $3,2 \pm 1,5$  K in den hohen Breiten der Sommerhemisphäre in einer Höhe von 35 bis 40 km (McCormack und Hood, 1996). Im

---

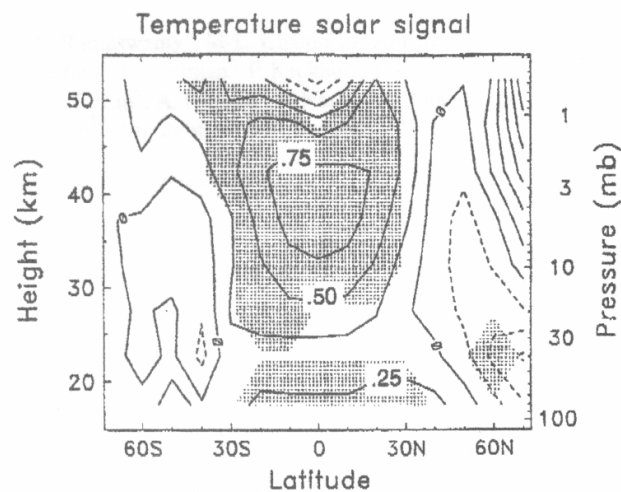
<sup>7)</sup> Bisher gab es seit den 1960er Jahren drei Vulkane, die die Stratosphäre signifikant beeinflussten: 1963 Mount Agung (Indonesien), 1982 El Chichón (Mexiko) und 1991 Mount Pinatubo (Philippinen). Die Eruption des Pinatubo produzierte die größte globale Vulkanaerosolwolke, die im 20. Jahrhundert je beobachtet wurde (z. B. Stenchikov et al., 2002).



**Abbildung 2.3:** Links: (a) Jahresmittel der prozentualen Ozonvariation zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für SBUV/SBUV2-Daten 1980-1997, Isolinienabstand: 0,75%. (b) Jahresmittel der Temperaturdifferenz zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für NCEP-Reanalysedaten von 1980 bis 1997, Isolinienabstand: 0,5 K (Hood, 2003). Rechts: Prozentuales solares Ozonsignal pro 100 Einheiten des 10,7 cm Radioflusses für die SAGE II Daten von 1985-2001, Isolinienabstand: 1%, schattiert dargestellt ist die statistische Signifikanz von mehr als 95% (K. Tourpali, persönliche Mitteilung, 2003).

Nordsommer findet man ein zum Nordwinter spiegelbildliches Muster mit einem Temperaturmaximum von  $3,5 \pm 1,9$  K in hohen nördlichen Breiten. Die Temperaturänderung an der tropischen und subtropischen Stratopause beträgt in allen Jahreszeiten 2-2,5 K, was man im Jahresmittel (Abb. 2.3b) deutlich sieht.

Die von Hood (2003) berechnete Temperaturverteilung im Jahresmittel (Abb. 2.3b) unterscheidet sich von einer anderen Abschätzung für den gleichen Zeitraum aus SSU-Daten (Scaife et al., 2000b). Das statistisch signifikante Maximum der Temperaturdifferenz zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum tritt in der oberen tropischen Stratosphäre mit  $+0,8$  K in einer Höhe von 40 km auf (Abb. 2.4) und nimmt zu größeren Höhen hin bis auf leicht negative Signale in der Mesosphäre ab ( $0,4$  K bei 1 hPa). Ein zweites signifikantes Maximum von  $0,25$  K befindet sich in der unteren Stratosphäre in einer Höhe von 20 km. In den mittleren und hohen Breiten ist das Temperatursignal schwach negativ, aber aufgrund der hohen Variabilität im Winter nicht signifikant. Insgesamt kann man bei einem Vergleich mit Abb. 2.3b feststellen, dass die Amplituden der Maxima in Abb. 2.4 geringer sind, das größte Signal in einer geringeren Höhe zu finden ist, das negative Signal in der mittleren Stratosphäre ganz fehlt und das zweite Maximum in der unteren Stratosphäre qualitativ mit dem in Abb. 2.3b und Abb. 2.2 übereinstimmt. Ein Grund für diese Unterschiede könnten unterschiedliche Prozeduren sein, mit denen das Sonnensignal aus verschiedenen Datensätzen (beide Datensätze beinhalten jedoch



**Abbildung 2.4:** Jahresmittel der Temperaturdifferenz zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für die SSU-Daten von 1979-1997, Isolinienabstand: 0,25 K; Schattierte Gebiete geben die statistische Signifikanz an (Scaife et al., 2000b).

die SSU-Daten) bestimmt wurde (Hood, 2003). In dem neuen ECMWF Reanalyse-Datensatz (ERA-40) findet man ein zu Scaife et al. (2000b) vergleichbares Temperatursignal (L. Gray, persönliche Mitteilung, 2003).

Eine andere Abschätzung des solaren Temperatursignales mit Raketendaten (Dunkerton et al., 1998) findet ein mittleres Signal von +1.1 K über den Höhenbereich von 28 bis 58 km und einen Breitenbereich von 9°S bis 38°N, in guter Übereinstimmung mit den NCEP-CPC Daten, die eine mittlere Amplitude von +1 K liefern (Hood, 2003). Für die SSU-Daten (Scaife et al., 2000b) ergibt sich ein Wert von +0,6 K, der fast nur die Hälfte des in anderen Datensätzen gefundenen Signales darstellt. Die Unterschiede des aus Beobachtungen abgeleiteten Temperatur- und Ozonsignales machen deutlich, dass es für eine endgültige Bestimmung eines gesicherten beobachteten Sonnensignales zu früh ist. Neuere Abschätzungen des Temperatursignales mit Hilfe von Raketen-, Lidar- und SSU-Daten lassen im Jahresmittel in den Tropen ein Maximum von +2 K in 40 km Höhe, in den Subtropen ein schwach positives Signal durch die gesamte Stratosphäre und in mittleren Breiten ein durchgehend negatives Signal (-3 K zwischen 25 und 30 km) für die Stratosphäre erkennen (Keckhut et al., 2003). Während es im Sommer in mittleren Breiten ein durchgehend positives Signal gibt, ist das Signal im Winter negativ und sehr viel ausgeprägter und erreicht einen Wert von -4 K in 40 km Höhe.

Für die Mesosphäre erwartet man aufgrund der Absorption von solarer UV-Strahlung in dieser Höhe ebenfalls ein Temperatursignal. Ein positives Temperatursignal wurde bereits von von Cossart und Taubenheim (1987) anhand von Raketendaten gefunden und mit Lidar Messungen aus den mittleren Breiten bestätigt (Chanin et al., 1987; Bittner et al., 2002; Keckhut et al., 2003). Lange Zeit war man davon überzeugt, dass es genau wie in der Stratosphäre ein positives Temperatursignal aufgrund der Sonnenvariabilität geben muss (Gary Thomas, persönliche Mitteilung 2002). Jedoch findet man in den Subtropen im Jahresmittel ein negatives Temperatursignal in 75 km Höhe und ein positives Signal darunter (Keckhut et al., 2003). She et al. (2002) und She und Krueger (2003) finden über einer Lidar-Station in Fort Collins

(Colorado, USA) ebenfalls einen Hinweis darauf, dass das Temperatursignal in der Mesosphäre negativ wird. DeLand et al. (2003) finden in einem 23-jährigen SBUV-Datensatz (1978-2002) eine Antikorrelation zwischen der solaren Lyman-alpha Strahlung und der Frequenz von polaren mesosphärischen Wolken (engl. „polar mesospheric clouds (PMCs)“). Da die Bildung von PMCs sowohl von der Wasserdampfkonzentration als auch von der mesosphärischen Temperatur abhängig ist, wird eine Variabilität dieser Größen mit dem Sonnenfleckenzyklus vermutet. Allerdings findet Lübken (2000) keine 11-jährige Variation in seinen Lidar-Daten, was darauf zurückzuführen sein könnte, dass hauptsächlich Daten aus dem Sonnenfleckenminimum ausgewertet wurden. Eine direkte Korrelation zwischen der Temperatur und der solaren Aktivität, welche in der Stratosphäre in Phase verläuft und in der Mesosphäre ca. ein Jahr versetzt ist, wurde erst kürzlich in HALOE-Daten gefunden (Remsberg et al., 2002). Der Datensatz enthält allerdings nur 9,5 Jahre und nur Breiten von 40°N bis 40°S. Aufgrund der Kürze und schlechten räumlichen Abdeckung der mesosphärischen Datenbasis ist es immer noch nicht möglich, definitive Aussagen über das Vorzeichen eines mesosphärischen Sonnensignales zu treffen.

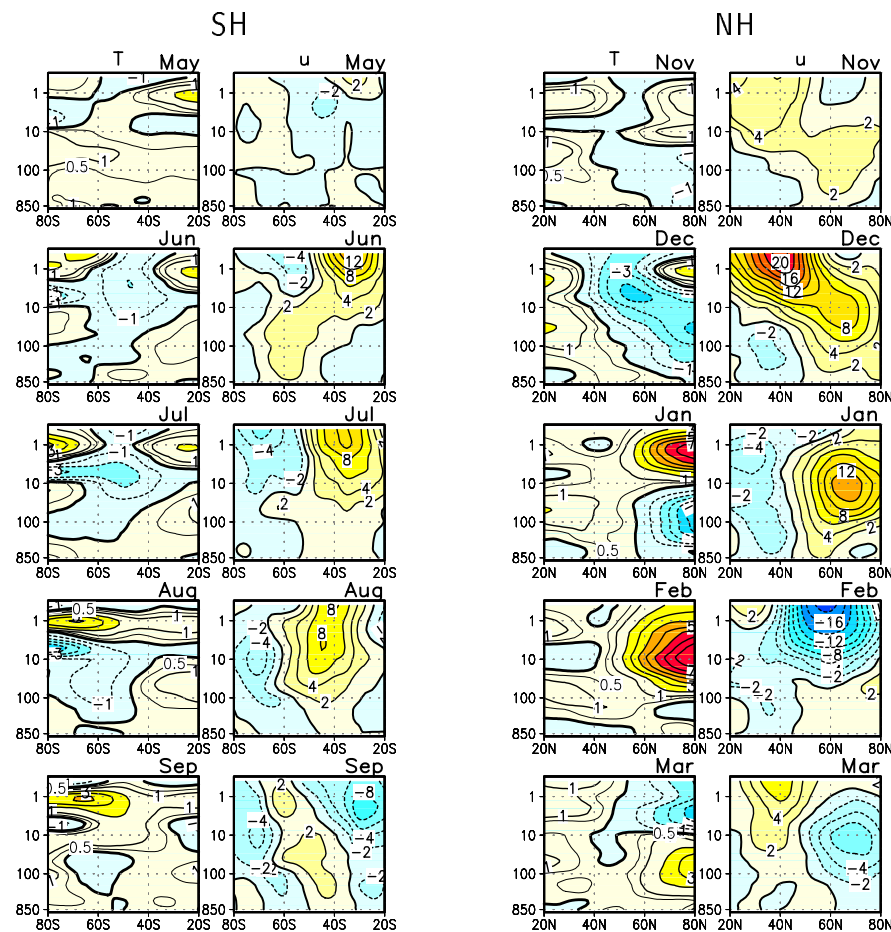
### Wintersignal

Während man im Sommer das stärkste Signal in der unteren Stratosphäre in den Subtropen beobachtet, findet man im Winter, der dynamisch aktiven Saison in der Stratosphäre, eine Beeinflussung der Zirkulation durch den Sonnenfleckenzyklus auch in den hohen Breiten. Für die jeweilige Winterhemisphäre kann ein bestimmtes Muster der zonalen Wind- und Temperaturdifferenzen als Sonnensignal identifiziert werden (Abb. 2.5) (Kodera und Yamazaki, 1990; Kodera, 1995; Kodera und Kuroda, 2002). Im Frühwinter der Nordhemisphäre (November bzw. Dezember) tritt im Bereich der subtropischen Stratopause (40°N, 1 hPa/48 km) eine Westwindanomalie (+5 m/s bzw. +18 m/s) auf, die durch eine hohe Standardabweichung gekennzeichnet ist, und innerhalb von drei Monaten von der oberen subtropischen Stratopause in die untere polare Stratosphäre wandert. Im Januar befindet sich eine Ostwindanomalie in der subtropischen oberen Stratosphäre, die ihrerseits wieder polwärts und abwärts wandert und sich im Februar über die gesamte Stratosphäre ausdehnt. Schwächere Winde deuten daraufhin, dass während des Sonnenfleckenmaximums im Mittel mehr Stratosphärenenerwärmungen auftreten. Auf der Südhemisphäre tritt diese Wanderung der Windanomalien ebenfalls auf, ist allerdings mit einer Periode von 5 Monaten sehr viel langsamer als auf der Nordhemisphäre (Kodera und Kuroda, 2002; Kuroda und Kodera, 2002). Bei den Temperaturanomalien findet man das stärkste Temperatursignal durchgehend an der äquatorialen Stratopause, im Laufe des Winters (November bis März) ist ein zweites Temperaturmaximum in der äquatorialen unteren Stratosphäre zu erkennen.

Das reine Sonnensignal wird im nun folgenden Abschnitt um die möglichen Signale von tropischen Windschwingungen in der Stratosphäre (QBO und SAO) sowie eine mögliche gegenseitige Wechselwirkung zwischen Sonnen- und QBO/SAO-Signalen erweitert.

### Der Einfluss von QBO und SAO

Ein Aufspüren des Sonnensignales in der Stratosphäre wird durch zusätzliche Faktoren, welche die natürliche Variabilität der Stratosphäre auf verschiedenen Zeitskalen beeinflussen, erschwert. Dazu gehören die SAO, eine halbjährliche, und die QBO, eine quasi-zweijährige Schwingung des tropischen Windes, sowie ENSO mit Perioden von vier bis sieben Jahren und Vulkaneruptionen, die sehr unregelmäßig in solcher Stärke auftreten, dass sie auch die Stratosphäre beeinflussen.



**Abbildung 2.5:** Differenzen der zonalen Temperatur und des zonalen Windes zwischen Jahren im Sonnenfleckenmaximum und -minimum von 20° bis 80° für den südhemisphärischen (links) und den nordhemisphärischen Winter (rechts), NCEP-CPC-Daten 1979 bis 1998, Sonnenfleckenmaximum-Jahre: 1979-82 (Zyklus 21) und 1988-91 (Zyklus 22), Sonnenfleckenminimum-Jahre: 1984-87 und 1994-97; es wurden gleich lange Zeitintervalle von je vier Jahren zur Erstellung der Komposits benutzt. Isolinienabstand: 1 K für die Temperatur (0,5 K Linie zusätzlich) bzw. 2 m/s für den Wind (Kodera und Kuroda, 2002).

Die QBO, welche die äquatoriale untere Stratosphäre über das Jahr dominiert, beeinflusst auch die hohen Breiten der Winterhemisphäre signifikant (ein Überblick ist gegeben in Baldwin et al., 2001). Holton und Tan (1980, 1982) zeigten, dass die polare untere und mittlere Stratosphäre im Winter kalt und ungestört für die Westphase der QBO und warm und gestört für die Ostphase der QBO ist und führten dies auf unterschiedliche Ausbreitungsbedingungen für planetarische Wellen zurück<sup>8)</sup> (Tab.2.1 links). Labitzke (1987) und Labitzke und van Loon (1988) bestätigten den sogenannten „Holton und Tan Mechanismus“ im Sonnenfleckenminimum. Im Sonnenfleckenmaximum zeigten sie allerdings, dass der „Holton und Tan Effekt“

<sup>8)</sup> Im Sommer verhindern die vorherrschenden Ostwinde in der Stratosphäre eine vertikale Ausbreitung planetarischer Wellen aus der Troposphäre, während im Winter eine Ausbreitung in nicht zu starken Westwinden stattfindet (Charney und Drazin, 1961). In der Ostphase der QBO ist der Westwindwellenleiter für planetarische Wellen schmaler, so dass die Wellen polwärts fokussiert werden und dort zu Störungen des Polarwirbels führen. In der QBO-Westphase befindet sich die Nullwindlinie auf der Sommerhemisphäre und Wellen können sich ungestört in den Westwinden weit in Richtung Äquator ausbreiten. Der Polarwirbel ist kalt und ungestört.

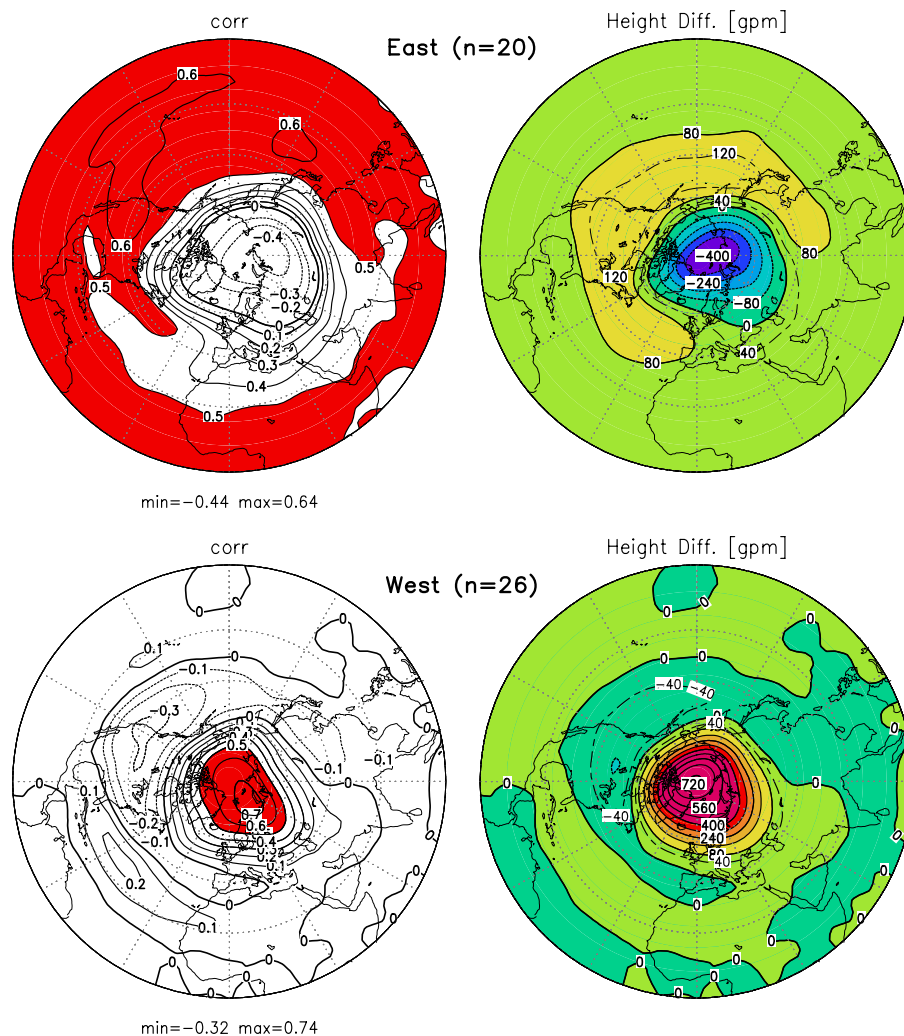
	Sonnenfleckennminimum	Sonnenfleckennmaximum
QBO Ost	warmer, gestörter Polarwirbel	kalter, ungestörter Polarwirbel
QBO West	kalter, ungestörter Polarwirbel	warmer, gestörter Polarwirbel

**Tabelle 2.1:** Der Einfluss der QBO und des 11-jährigen Sonnenfleckenzklus auf die Winterzirkulation der Stratosphäre (nach Labitzke und van Loon, 1988; Labitzke, 1999). Linke Spalte: „Holton und Tan Mechanismus“ (Holton und Tan, 1980, 1982).

stark abgeschwächt ist und Stratosphärenerwärmungen stattdessen in der Westphase der QBO auftreten (Tab.2.1 rechts). Um ein Sonnensignal im Winter in der unteren und mittleren Stratosphäre zu sehen, sollten die Jahre daher getrennt für die beiden Phasen der QBO untersucht werden.

### Das Wintersignal in der unteren und mittleren Stratosphäre

Abb. 2.6 zeigt noch einmal die bereits in Tab.2.1 dargestellten Zusammenhänge. Während man im Februar auf der Nordhemisphäre für Jahre mit einer QBO-Ostphase negative Korrelation (maximal -0,4) zwischen dem 11-jährigen Sonnenfleckenzklus und der 30-hPa-Fläche in polaren Breiten und einen Ring positiver Korrelationen (maximal +0,6) in niedrigen Breiten erkennt, ergibt sich das engengesetzte Bild für Jahre mit einer QBO-Westphase, nämlich positive Korrelationen über der Polarregion (maximal 0,7) und einen Ring negativer Korrelationen in niedrigeren Breiten (maximal -0,3) (Abb. 2.6 links) (Labitzke, 2002). Die Differenzen (Abb. 2.6 rechts) zeigen, dass die Höhen der 30-hPa-Fläche in der QBO-Ostphase unter Sonnenfleckennmaximum-Bedingungen in polaren Breiten niedriger (um 400 gpm) und in niedrigeren Breiten höher sind (um 120 gpm). Das heißt, der Polarwirbel und das Aläutenhoch sind stärker ausgeprägt, was einer positiven Phase des zonalsymmetrischen nordhemisphärischen Zirkulationsmodus (engl. „Northern Annular Mode (NAM)“) entspricht. Stratosphärenerwärmungen treten unter QBO-Ost-Bedingungen im Sonnenfleckennminimum auf. Für die QBO-Westphase ergibt sich wie auch schon bei den Korrelationen ein umgekehrtes Bild. Der Polarwirbel ist schwächer (um 720 gpm) genauso wie das Aläutenhoch (um 40 gpm) (negative NAM-Phase) und Stratosphärenerwärmungen treten unter QBO-West-Bedingungen im Sonnenfleckennmaximum auf. Diese gegenseitige Beeinflussung von Sonnenfleckenzklus und QBO im nordhemisphärischen Winter wurde von mehreren Autoren bestätigt (z. B. Naito und Hirota, 1997; Ruzmaikin und Feynman, 2002; Salby und Callaghan, 2004) und deren statistische Signifikanz gezeigt (Salby und Callaghan, 2004). Mit einem neuen statistischen Verfahren, angewendet auf die NCEP/NCAR-Reanalysedaten (1958-2002), konnte der signifikante Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzklus von 10 hPa bis zum Erdboden gezeigt sowie ein weiterer Hinweis für die Amplitudenmodulation der QBO (siehe unten) gefunden werden (Coughlin und Tung, 2003).

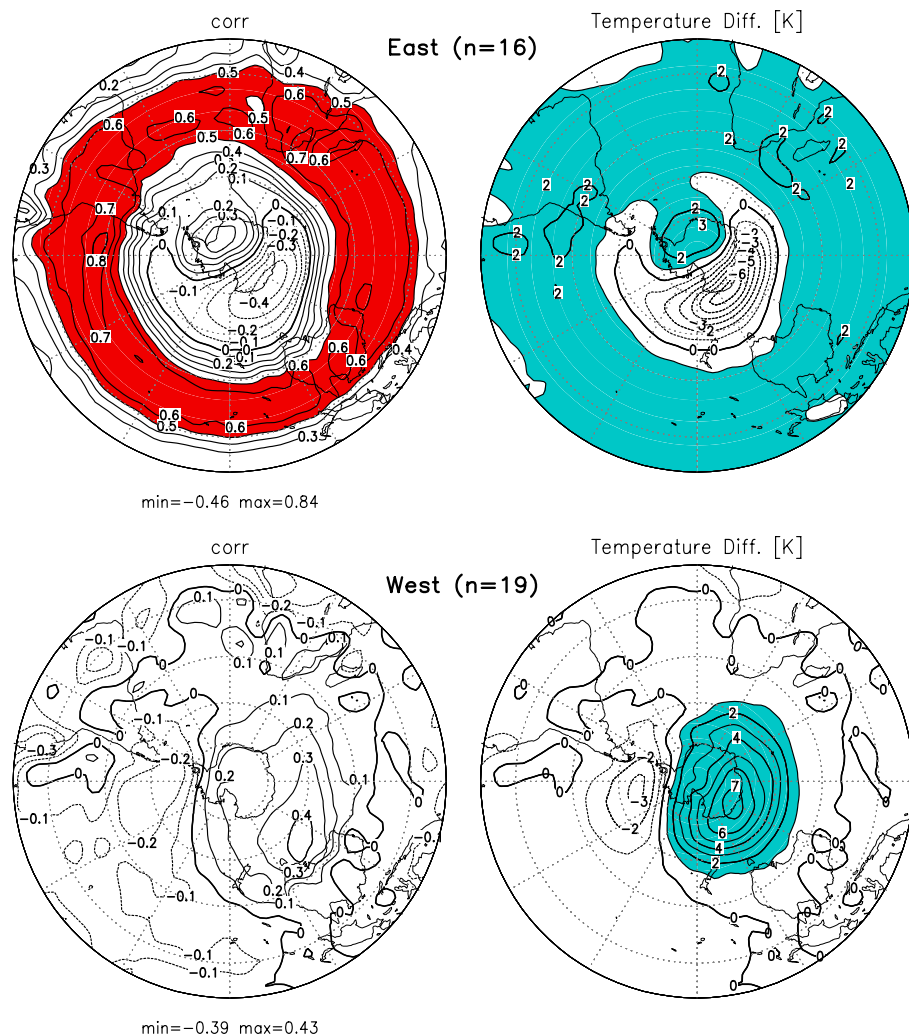


**Abbildung 2.6:** Links: Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der 30-hPa geopotentiellen Höhe (vor der linearen Korrelation dieser Daten mit dem Sonnenfleckenzyklus wurde ein linearer Trend berücksichtigt) für NCEP/NCAR-Reanalysedaten (1958-2003) im Februar für die Nordhemisphäre von 0 bis 90°N, Korrelationen größer als 0,5 sind rot eingefärbt. Rechts: Differenz zwischen Jahren im Sonnenfleckmaximum und -minimum in gpm. Oben: Jahre mit einer QBO-Ostphase in der unteren äquatorialen Stratosphäre (als Referenzhöhe wird 45 hPa/ $\sim$ 22 km verwendet), unten: Jahre mit einer QBO-Westphase. Erweitert nach Labitzke (2002).

### Die Symmetrie des nord- und südhemisphärischen Signales

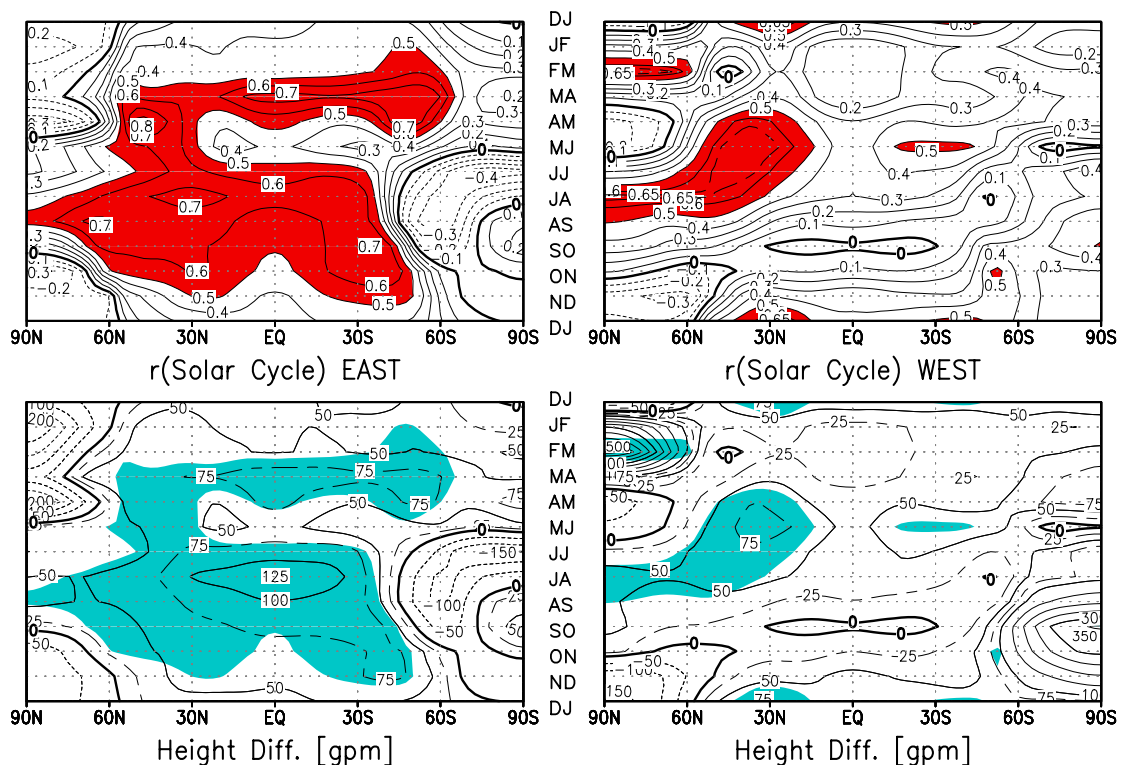
Ein zur Nordhemisphäre vergleichbares Signal findet man auch im südhemisphärischen Winter (Naito, 2002; Labitzke, 2004a,b). Im September sieht man ein deutlich entgegengesetztes Temperatursignal in 30 hPa für die QBO-Ost- und Westjahre (Abb. 2.7), welches vergleichbar mit dem nordhemisphärischen Signal in der geopotentiellen Höhe im Februar ist (Abb. 2.6) (Labitzke, 2004a,b). Im Jahresverlauf sieht man diese Symmetrie zwischen Nord- und Südhemisphäre noch besser (Abb. 2.8). Für QBO-Ostjahre (Abb. 2.8 links) ist das solare Signal auf der jeweiligen Winterhemisphäre negativ, während man von 60°N bis 50°S durch das Jahr hindurch positive Höhendifferenzen findet, welche im Nordsommer maximale Werte über dem





**Abbildung 2.7:** Links: Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der trendbereinigten 30-hPa-Temperatur für NCEP/NCAR-Reanalysedaten (1958-2003) im September für die Südhemisphäre, Korrelationen größer als 0,5 sind rot eingefärbt. Rechts: Differenz zwischen Jahren im Sonnenfleckmaximum und -minimum in K, Differenzen größer als 1 K sind türkis gefärbt. Oben: Jahre mit QBO-Ostphase, unten: Jahre mit QBO-Westphase (Labitzke, 2004a).

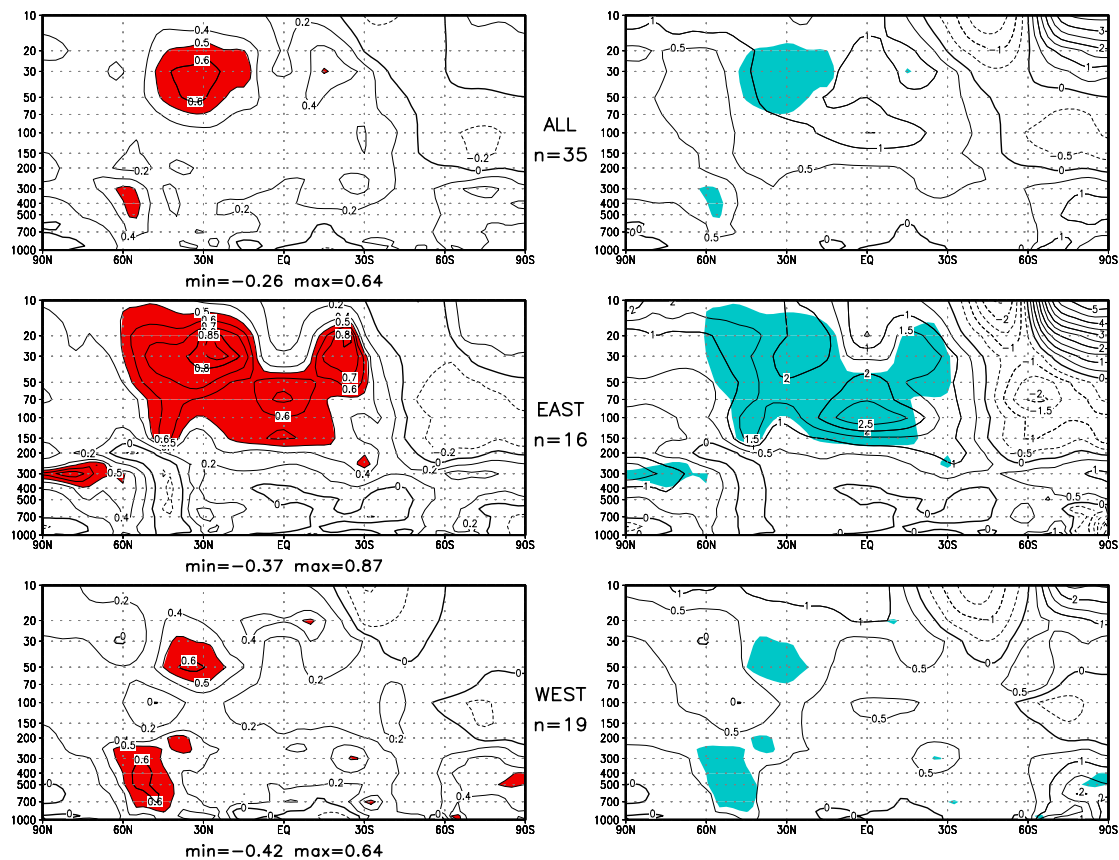
Äquator erreichen. In Jahren der QBO-Westphase (Abb. 2.8 rechts) findet man ein sehr viel schwächeres solares Signal in den Tropen und Subtropen (z. B. im September/Okttober) und ein zur QBO-Ostphase umgekehrtes Bild mit positiven Höhendifferenzen in den polaren Breiten der jeweiligen Winterhemisphäre. Auffällig ist die Asymmetrie zwischen dem Vorzeichen der Korrelationen/Höhendifferenzen in der Polarregion der Winterhemisphäre und tropischen/subtropischen Breiten, die sich bis in die jeweils andere Hemisphäre erstrecken. Über diese „Luftdruckschaukel“ sind die beiden Hemisphären miteinander verbunden, auch wenn diese gegenseitige Beeinflussung noch nicht endgültig verstanden ist (Labitzke, 2004b). Wenn man die Jahre nicht nach QBO-Ost und West aufteilt, würde man ein nur sehr schwaches Signal in der unteren und mittleren Stratosphäre bekommen, da sich die Effekte gegenseitig fast aufheben.



**Abbildung 2.8:** Mittlerer Jahresverlauf (1968-2002), zweimonatlich übergreifend gemittelt von Dezember/Januar (DJ) bis November/Dezember (ND), der Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der 30-hPa-Höhe (oben) für NCEP/NCAR-Reanalysedaten, Korrelationen größer als 0,5 sind rot eingefärbt, und Differenz zwischen Jahren im Sonnenfleckenmaximum und -minimum in gpm (unten) für QBO-Ost- (links) und QBO-Westjahre (rechts) (Labitzke, 2004b).

### Das Sommersignal in der unteren und mittleren Stratosphäre

Bisher wurde diese Unterteilung nach QBO-Ost- und Westjahren nur für den dynamisch gestörten Winter vorgenommen, da sich im Sommer auch ohne Unterteilung ein klares Sonnensignal ergab. Eine Unterteilung in die beiden QBO-Phasen wird im Nordsommer auch dadurch erschwert, dass die QBO häufig zu dieser Zeit ihre Phase wechselt. Neueste Untersuchungen zeigen allerdings, dass die Einteilung in die QBO-Phasen auch im Nordsommer vorgenommen werden sollte, da sich ein deutlich unterschiedliches (Temperatur-) Signal (Abb. 2.9) für die QBO-Ost- und Westphase ergibt (Labitzke, 2003). Während man in der Ostphase ein relatives Temperaturmaximum über dem Äquator (+2,5 K) und weitere Maxima in den Subtropen (+1,5 bis +2 K) findet, erhält man in der Westphase ein relatives Temperaturminimum über dem Äquator (+0,5 K) und ein Temperaturmaximum in den Subtropen der Sommerhemisphäre (+0,75 K). Es stellte sich heraus, dass die Stärke der QBO ebenfalls vom Sonnenfleckenzyklus beeinflusst wird. Im Sonnenfleckenmaximum ist sowohl die Amplitude der QBO-Ost- als auch die Westphase schwächer ausgeprägt als im Sonnenfleckenminimum (Labitzke, 2003).



**Abbildung 2.9:** Links: Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der trendbereinigten Temperatur für NCEP/NCAR-Reanalysedaten (1968-2002) im Juli, Korrelationen größer als 0,5 sind rot eingefärbt. Rechts: Differenz zwischen Jahren im Sonnenfleckennmaximum und -minimum in K, schattiert dargestellt sind Gebiete, in denen die Korrelationen größer als 0,5 sind. Oben: alle Jahre, Mitte: QBO Ost, unten: QBO West. (Labitzke, 2003)

### Die Wechselwirkung zwischen QBO/SAO- und Sonnensignal

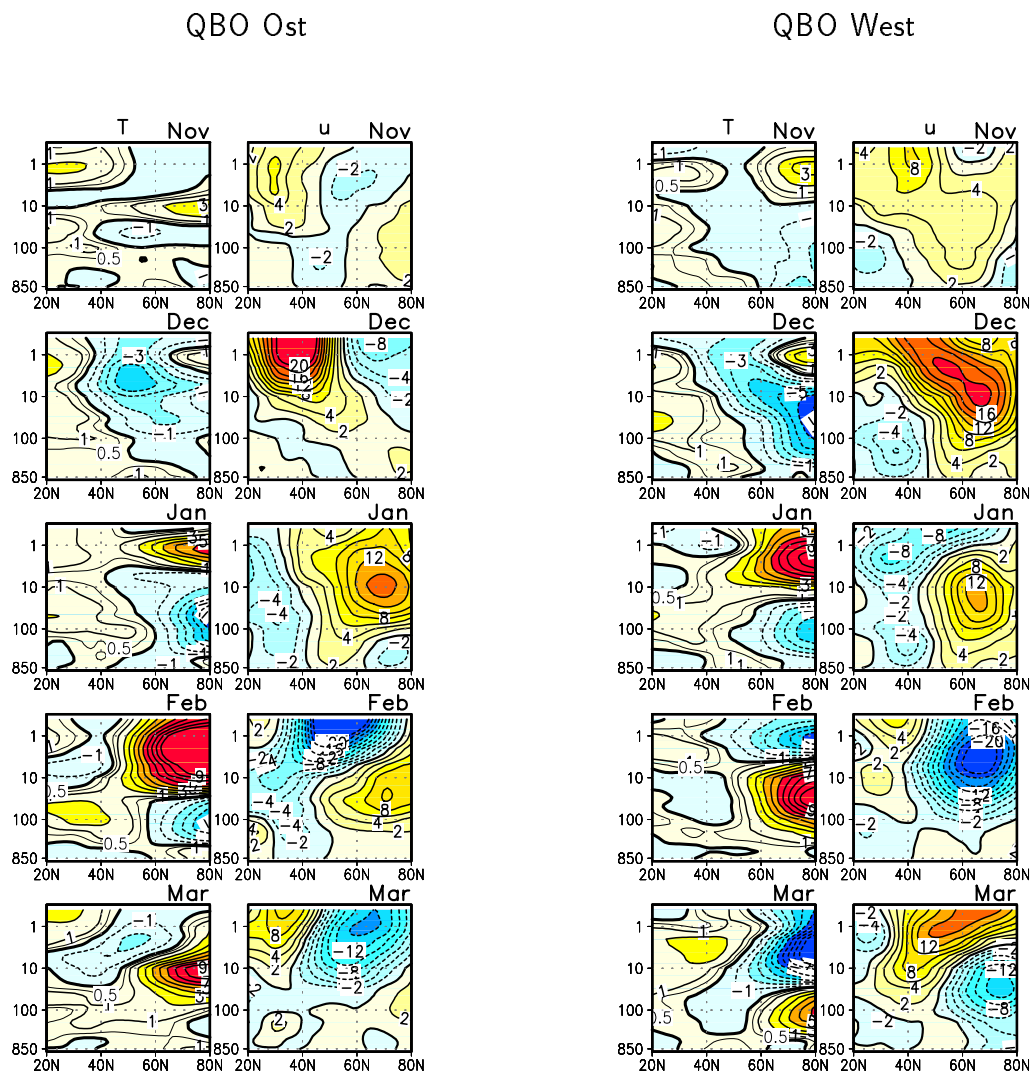
Die eben beschriebenen Beobachtungen für die untere und mittlere Stratosphäre legen eine gegenseitige Wechselwirkung oder Beeinflussung zwischen dem 11-jährigen Sonnensignal und dem QBO-Signal nahe. Mitte der 1960er Jahre, kurz nach der Entdeckung der QBO (Ebdon, 1960, 1961; Veryard und Ebdon, 1961; Reed et al., 1961), dachte man sogar, dass der 11-jährige Sonnenfleckenzklus für die Entstehung der QBO in der unteren Stratosphäre verantwortlich ist (vgl. z. B. Belmont et al., 1965; Böhme, 1965, 1969). Diese Vermutung bewahrheitete sich allerdings nicht, und Lindzen und Holton (1968) und Holton und Lindzen (1972) erklärten die quasi-zweijährige Schwingung des äquatorialen Windes mit sich vertikal ausbreitenden tropischen Wellen. Eine 11-jährige Modulation der QBO-Phasen (invers zum Sonnenfleckenzklus) wurde wenig später von Berson und Kulkarni (1968) gefunden und von Nastrom und Belmont (1980) sowie Quiroz (1981) bestätigt. Nastrom und Belmont (1980) stellten zusätzlich einen Zusammenhang zwischen dem Sonnenfleckenzklus und der stratosphärischen SAO fest und zeigten, dass die Amplitude der SAO im Sonnenfleckennmaximum 10 bis 50% größer als im -minimum ist. Allerdings reichte die Länge der Datensätze wieder nicht aus und es dauerte zwei Jahrzehnte bis die gegenseitige Wechselwirkung zwischen QBO und Sonne bestätigt wer-

den konnte: Salby und Callaghan (2000) und Soukharev und Hood (2001) zeigten, dass es einen 11-jährigen Zyklus in der tropischen QBO selber gibt und die QBO-Westphase im Sonnenfleckenmaximum folglich kürzer und im -minimum länger ist. Neue Untersuchungen von Hamilton (2002) bestätigen diese quasi-dekadische Variation der QBO-Westphase mit einem längeren Datensatz von 50 Jahren, allerdings scheint die Relation zum Sonnenfleckenzyklus nur für Teile des Datensatzes zu existieren. Dies zeigt sich auch für die letzten Jahre: seit Mitte der 1990er Jahre scheint die von Salby und Callaghan (2000) gefundene Modulation der QBO-Phasen fast umgekehrt zu sein (nicht gezeigt). Außerdem scheint sich das Verhalten der QBO insgesamt geändert zu haben, es existiert in den letzten Jahren eine Tendenz der QBO-Westphasen im Mittel in der unteren Stratosphäre länger erhalten zu bleiben. Dies zeigt, dass die Modulation zwischen QBO und Sonne sehr kompliziert ist und es längerer Datensätze bedarf, um gesicherte Aussagen zu treffen.

Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die stratosphärische SAO wurde nicht explizit weiter untersucht, obwohl man wusste, dass es einen starken Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die äquatoriale obere Stratosphäre gibt. Gray et al. (2001a,b) zeigten, dass die Winde in der oberen Stratosphäre, die Region, welche von der stratosphärischen SAO dominiert wird, ein wichtiger Faktor für die zwischenjährliche Variabilität des Polarnachtstrahlstromes darstellen und erweiterten den „Holton und Tan Mechanismus“ auch auf die obere Stratosphäre. Mit einem 2-D Modell der mittleren Atmosphäre konnte die in Beobachtungen gefundene Beeinflussung der Länge der QBO-Phasen durch den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus erstmals bestätigt werden, und zwar ist die West- (Ost-) Phase der QBO im Sonnenfleckenmaximum einen Monat kürzer (länger) als im Sonnenfleckenminimum (McCormack, 2003). Dieser Einfluss des Sonnenfleckenzyklus auf die Ausbildung der QBO-Phasen konnte nur unter Einbeziehung einer realistischen SAO-Simulation erreicht werden und bestätigt damit die Untersuchungen von Gray et al. (2001a,b).

### **Das Wintersignal auf der Nordhemisphäre**

Das Wandern der Winddifferenzen von der oberen subtropischen Stratosphäre in die polare untere Stratosphäre findet für die beiden QBO-Phasen mit unterschiedlicher Geschwindigkeit statt (Abb. 2.10). Während sich die Westwindanomalie in der QBO-Ostphase (links) im Dezember noch sehr viel mehr in subtropischen und mittleren Breiten befindet und erst im Januar die polaren Breiten erreicht, erstreckt sie sich für die QBO-Westphase (rechts) im Dezember bereits in polare Breiten. Im Februar erkennt man anhand der Temperaturdifferenzen den von Labitzke (1987) und Labitzke und van Loon (1988) gefundenen Zusammenhang: im Sonnenfleckenmaximum befindet sich in der QBO-Ostphase eine negative Differenz in der unteren polaren Stratosphäre, d.h. es ist kalt und ungestört, wohingegen man positive Differenzen, d.h. Stratosphärenenerwärmungen, für diesen Bereich in der QBO-Westphase findet. In den niedrigeren Breiten findet man ein zu den hohen Breiten entgegengesetztes Temperatursignal. Im Vergleich zum mittleren Sonnensignal (Abb. 2.5) sieht es so aus, als ob die QBO nur das zeitliche Auftreten der Stratosphärenenerwärmungen moduliert. Völlig offen ist jedoch zur Zeit noch, wie eine gegenseitige Modulation zwischen Sonnen- und QBO-Signal funktionieren könnte. Auf der einen Seite findet man in der tropischen Stratosphäre ein 11-jähriges Signal in der QBO (Salby und Callaghan, 2000), auf der anderen Seite findet man in der polaren Winterstratosphäre signifikante Zirkulationsunterschiede zwischen QBO-Ost- und Westphase in Abhängigkeit vom Sonnenfleckenzyklus sowie unterschiedliche tropische und subtropische



**Abbildung 2.10:** Wie Abb. 2.5 für die Nordhemisphäre nur getrennt für QBO-Ost (links) und QBO-West-Jahre (rechts) (Kodera, persönliche Mitteilung, 2003).

Temperatursignale im Sommer. Das Problem, dass man bei einer Unterteilung nicht nur in Sonnenfleckensmaximum und -minimum sondern auch in QBO-Ost und West Jahre bekommt, ist die zusätzliche Reduktion des ohnehin schon kurzen Datensatzes, womit auch die statistische Signifikanz der Ergebnisse abnimmt.

Alle diese Beobachtungsstudien zeigen einen Einfluss der Sonne und der QBO/SAO auf die Atmosphäre, sind aber aufgrund von räumlichen und zeitlichen Limitierungen nicht in der Lage, einen physikalischen Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzklus auf die Stratosphäre aufzudecken. Mit Hilfe von systematischen 2- und 3-D Modellstudien versuchte man diese Lücke zu schließen.

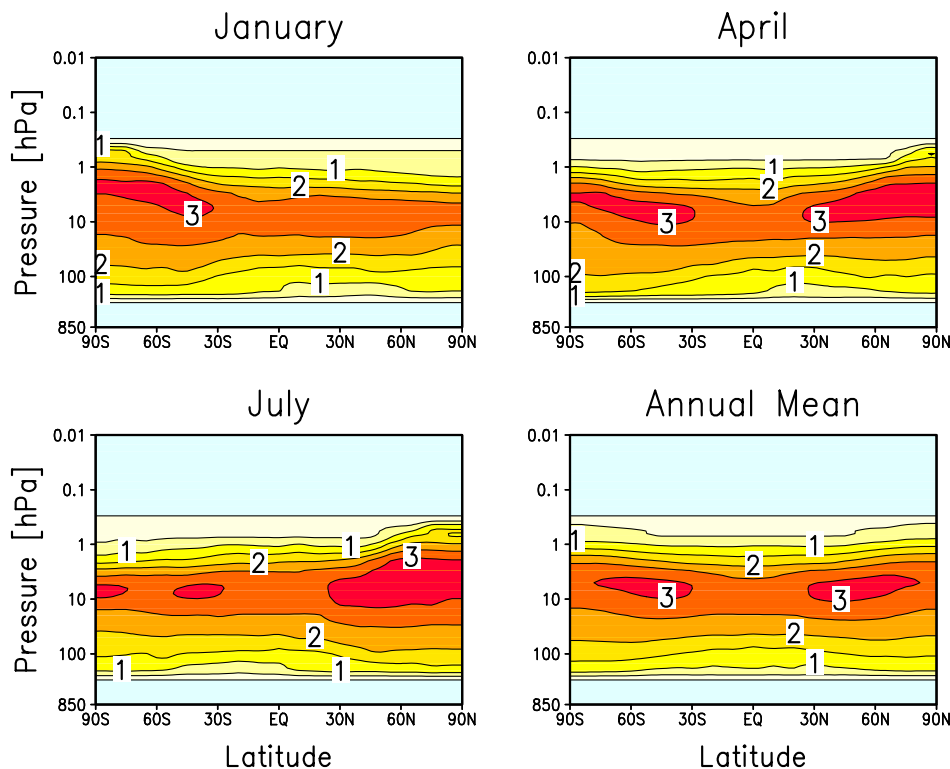
### 2.4.2 Modellstudien

Die aus Beobachtungen gewonnenen Hinweise für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in der Stratosphäre versuchte man zuerst mit 2-D Chemie-Transport-Modellen nachzuvollziehen (z. B. Garcia et al., 1984; Brasseur, 1993; Huang und Brasseur, 1993; Haigh, 1994; Fleming et al., 1995). Es konnte gezeigt werden, dass die chemische, thermische und dynamische Struktur der Atmosphäre beeinflusst wird. Während des Sonnenfleckenmaximums führt eine erhöhte Solarstrahlung im UV-Bereich sowohl zu einer erhöhten Erwärmung der Mittleren Atmosphäre (mit einem Maximum an der Stratopause) als auch zu einer erhöhten Ozonproduktion, die ihrerseits wieder die Erwärmungsrate beeinflusst (vgl. auch Abschnitt 3.2.1). Die UV-Strahlungsänderungen mit dem Sonnenfleckenzyklus waren zu diesem Zeitpunkt allerdings mit großen Unsicherheiten behaftet (Abschnitt 1.5.2) und 3-D Modelle, die die Zirkulation der Atmosphäre realistischer beschreiben als 2-D Modelle, noch in der Entwicklungsphase. Eine Hinzunahme der Mittleren Atmosphäre in globalen 3-D Modellen erfolgte erst Ende der 1980er Jahre (Langematz und Pawson, 1992). Bevor man genauere Daten der spektralen Strahlungsänderungen und Modelle der Mittleren Atmosphäre hatte, wurden 3-D Simulationen zum Einfluss der Sonne auf das Klima unter vereinfachten Annahmen durchgeführt. Entweder wurde nur die Solarkonstante geändert (z. B. Wetherald und Manabe, 1975) oder eine sehr große Änderung der UV-Strahlung vorgegeben (z. B. Balachandran und Rind, 1995; Rind und Balachandran, 1995; Balachandran et al., 1999; Kodera et al., 1991) und der Effekt auf das Ozon gar nicht berücksichtigt. Die genannten Modellstudien waren trotz vereinfachter Annahmen in der Lage, einige der beobachteten Sonnensignale wiederzugeben (siehe unten).

Erst Haigh (1994) wies darauf hin, dass es nicht ausreicht nur die Solarkonstante zu ändern. Für eine realistischere Simulation des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus in GCMs sollten sowohl die spektralen Einstrahlungsänderungen im UV-Bereich als auch die Ozonänderungen berücksichtigt werden. Erste Simulationen mit realistischen Strahlungs- und Ozonänderungen in einem GCM, welches seinen oberen Rand in 10 hPa (32 km) hatte und damit die Mittlere Atmosphäre nicht komplett beinhaltete, zeigten signifikante Änderungen in der unteren Stratosphäre und in der Troposphäre (Haigh, 1996). Neuere Modellstudien benutzen realistische Änderungen der spektralen Solarstrahlung von Lean et al. (1997) und die mit einem 2-D Modell berechneten Ozonänderungen (Haigh, 1999a,b; Larkin et al., 2000; Shindell et al., 1999, 2001b; Matthes et al., 2003; Rind et al., 2002a). Bevor der bisher verstandene Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus aufgezeigt wird, wird ein Überblick über die bisher simulierten Sonnensignale im Vergleich zu Beobachtungen gegeben.

### Ozon

Um die Ozonänderungen aufgrund der Strahlungsänderungen mit dem Sonnenfleckenzyklus in einem GCM zu berücksichtigen, welches noch kein Ozon interaktiv berechnen kann, werden im allgemeinen die prozentualen Ozonänderungen unter Vorgabe von spektralen Sonneneinstrahlungsänderungen im Sonnenfleckenmaximum und -minimum nach Lean et al. (1997) offline mit einem 2-D Strahlungs-Chemie-Transport-Modell berechnet und die verwendete Ozonklimatologie des jeweiligen GCMs angepasst. Beispielhaft sind in Abb. 2.11 die sich ergebenden prozentualen Ozonänderungen nach Haigh (1994) dargestellt, die im Rahmen eines internationalen GCM-Vergleichs (GRIPS: GCM-Reality Intercomparison Project for SPARC) verschiedenen Modellierungsgruppen zur Verfügung gestellt wurden (vgl. auch Kapitel 4). Auch die im Rahmen dieser Arbeit vorgestellten Modellexperimente verwendeten die Ozonänderungsdaten

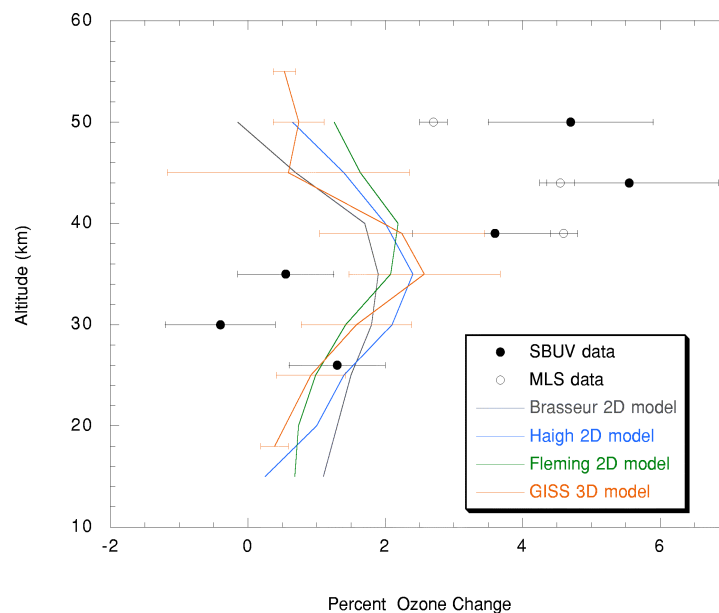


**Abbildung 2.11:** Prozentuale Ozondifferenzen zwischen Sonnenfleckennmaximum und -minimum für Januar, Juli, April und das Jahresmittel, Isolinienabstand: 0,5%, (Daten von Haigh, 1994). (Fig. 8 aus Labitzke und Matthes, 2003)

von Haigh (1994) (Abschnitt 3.3). Im Jahresmittel gibt es bis zu 3% mehr Ozon im Sonnenfleckennmaximum zwischen 10 und 5 hPa (32-37 km) in den Subtropen beider Hemisphären. Die stärksten Ozonänderungen wandern mit der Sonne von einer Sommerhemisphäre zur anderen. In den Übergangsjahreszeiten findet man ein Maximum der Ozonänderung auf der bisherigen Sommerhemisphäre und ein kleineres auf der neuen Sommerhemisphäre. Beim Vergleich dieser Ozonverteilung mit der aus Beobachtungen abgeleiteten (vgl. Abschnitt 2.4.1) fällt auf, dass sowohl die Amplitude der Änderungen unterschätzt wird als auch Unterschiede in den Mustern auftreten. Während in Abb. 2.11 im Jahresmittel zwei Maxima mit 3% mehr Ozon im Sonnenfleckennmaximum auftreten, findet man in Beobachtungen (Abb. 2.3) maximale Werte von bis zu 4,5% in 1 hPa (48 km). Das beobachtete negative Ozonsignal in der mittleren Stratosphäre wird nicht simuliert.

Auch andere 2-D Modelle weisen wie Haigh (1994) eine andere Höhenabhängigkeit des solaren Ozonsignales im Vergleich zu Beobachtungen auf (Abb. 2.12). Das größte Ozonsignal wird in der mittleren Stratosphäre (10-5 hPa/32-37 km) simuliert (im Gegensatz zum beobachteten 3-1 hPa/40-48 km) und nimmt in der oberen und unteren Stratosphäre ab (Brasseur, 1993; Huang und Brasseur, 1993; Fleming et al., 1995; Haigh, 1994; Shindell et al., 1999). Auch zwischen den simulierten Ozonänderungsfeldern gibt es einige Unterschiede. Beispielsweise zeigt das von Shindell et al. (1999) bestimmte Ozonänderungsfeld im Jahresmittel nur ein Maximum in der äquatorialen Stratosphäre, welches mit einem Wert von 2,5% etwas geringer ausfällt und etwas höher liegt (5-3 hPa/37-40 km) als das von Haigh (1994) (Abb. 2.11).

Die Unterschätzung des Ozonsignales mit 2-D Modellen könnte auf eine fehlende dynamische



**Abbildung 2.12:** Prozentuale Ozonänderung zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum in den Tropen aus Beobachtungen und 2-D bzw. 3-D Modellsimulationen (Hood, 2003).

Rückkopplung zurückzuführen sein (obwohl in einigen Modellen der Effekt von Schwere- und planetarischen Wellen parametrisiert ist), oder auf die Tatsache, dass Ozon nicht voll interaktiv berechnet wird. Es könnte aber auch an einer Überschätzung des Ozonsignales aus Beobachtungen oder einem unvollständigen Verständnis der Ozonchemie liegen. Ein Beispiel hierfür ist die nicht berücksichtigte dekadische Variabilität von Methan, Wasserdampf und stratosphärischem  $\text{NO}_y$ <sup>9)</sup> in der mittleren und oberen Stratosphäre (Callis et al., 2000).

Die Abhängigkeit der Modellergebnisse von der Vorgabe unterschiedlicher Ozonänderungsfelder wurde im Rahmen eines internationalen GCM-Vergleiches (GRIPS) getestet (Matthes et al., 2003) (vgl. auch Kapitel 4). Es stellte sich heraus, dass die Ergebnisse der Simulation in einem GCM unter anderem stark von dem vorgegebenen Ozonänderungsfeld abhängen (siehe z. B. Abb. 2.13). Auch weitere Sensitivitätsstudien mit unserem eigenen GCM bestätigten das unterschiedliche Verhalten des GCMs bei Vorgabe der Ozonänderungsfelder von Haigh (1994) oder Shindell et al. (1999) (vgl. Abschnitt 5.2.1).

Bisherige gekoppelte Klima-Chemiemodelle, die die Ozonänderungen aufgrund von vorgegebenen Strahlungsänderungen interaktiv berechnen, sind noch nicht in der Lage eine bessere Ozonverteilung zu simulieren (z. B. Labitzke et al., 2002). Allerdings zeigen Resultate von unserer eigenen neuen Modellversion mit gekoppelter Chemie erstmals eine qualitative Übereinstimmung der berechneten Ozonänderung zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum

<sup>9)</sup> Während des Sonnenfleckenminimums ist der  $\text{NO}_y$ -Fluss von der Mesosphäre durch verstärkten Beschuss mit energetischen Elektronen erhöht und das dadurch vermehrt gebildete  $\text{NO}_2$  wird in die Stratosphäre transportiert, wo es zu einem zusätzlichen Ozonabbau führt. Wenn dieser Effekt nicht berücksichtigt wird, kann es zu einer Unterschätzung der Amplituden des Ozonsignales kommen (Callis et al., 2000). Die Effizienz dieses  $\text{NO}_y$ -Transportes von der polaren oberen Atmosphäre in die mittleren Breiten der Stratosphäre ist allerdings noch umstritten, da andere Modelle keinen starken Einfluss von dieser Quelle zeigen (z. B. Jackman et al., 1995; Siskind et al., 1997).



im Vergleich mit der von Hood (2003) aus Beobachtungen bestimmten. Die Größenordnung der Änderungen wird aber deutlich überschätzt. Die qualitative Übereinstimmung liegt vermutlich an der Berücksichtigung der  $\text{NO}_y$ -Variation mit dem 11-Jahreszyklus, die allerdings aufgrund von fehlenden genaueren Beobachtungsdaten übertrieben vorgegeben wurde (Langematz et al., 2003b). Neuere Studien mit einem 2-D Modell (Lee und Smith, 2003) weisen daraufhin, dass man für ein Ozonsonnensignal, welches vergleichbar mit Beobachtungen ist, nicht nur die solaren UV-Variationen, sondern auch den Effekt der QBO und den von Vulkaneruptionen berücksichtigen muss.

Es sind also sowohl längere Datenreihen und verbesserte statistische Modelle zur Bestimmung des solaren Ozonsignales aus Beobachtungen als auch verbesserte 2- und 3-D Modelle gefragt, um gesicherte Aussagen über das Ozonsonnensignal treffen zu können.

## Temperatur

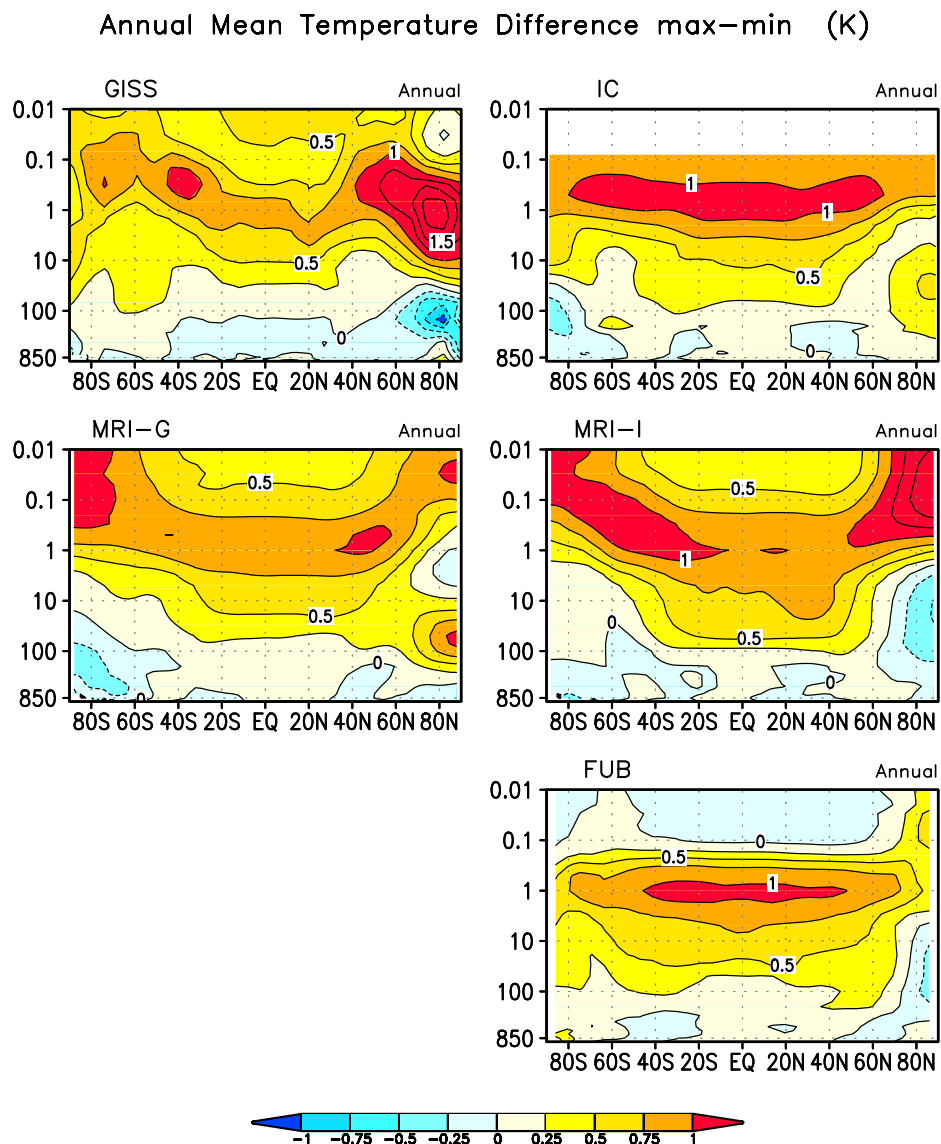
Bisherige GCM-Experimente, die realistische Strahlungs- und Ozonänderungen entweder nach Haigh (1994) (Abb. 2.13 rechts) oder nach Shindell et al. (1999) (Abb. 2.13 links) berücksichtigen, zeigen im Jahresmittel das größte Temperatursignal zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum von +0,75 bis +1,2 K im Bereich der tropischen und subtropischen Stratopause (z. B. Matthes et al., 2003) in guter Übereinstimmung mit Abschätzungen aus Beobachtungen (siehe Abschnitt 2.4.1). Positive Temperaturdifferenzen findet man bis in die mittleren Breiten der Stratosphäre und bis in die Troposphäre hinein. Mit einem 2-D Modell der Mittleren Atmosphäre berechnete Brasseur (1993) ein Temperatursignal von +1,4 K in einer Höhe von 1 hPa (48 km), welches nach oben und unten abnimmt, aber positiv bleibt und damit ebenfalls zu den in Abb. 2.13 gezeigten Ergebnissen der GCMs passt. Die meridionale Temperaturstruktur ist allerdings von Modell zu Modell sehr verschieden (vgl. auch Kapitel 4). Bisher zeigen alle Modelle ein einheitlich positives Temperatursignal in der Stratosphäre und keines der Modelle ist in der Lage, die von Hood (2003) bestimmte negative Temperaturdifferenz in der mittleren Stratosphäre (Abb. 2.3) zu simulieren<sup>10)</sup>. Das zweite Maximum der Temperaturdifferenz, welches sowohl in SSU- (Scaife et al., 2000b) als auch in NCEP-Daten (Hood, 2003; Labitzke, 2001) in der unteren Stratosphäre auftritt, wird ebenfalls von keinem der Modelle wiedergegeben.

## Wind

Im Nordwinter sind die beobachteten Zirkulationsänderungen in der Stratosphäre, wie z. B. die polwärtige Abwärtsbewegung der Winddifferenzen zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum (vgl. Abschnitt 2.4.1), noch nicht zufriedenstellend simuliert worden (z. B. Abb. 2.14, siehe auch Kapitel 4). Das GISS-Modell ist das einzige, welches ansatzweise eine polwärtige Abwärtsbewegung der Westwindanomalien von November bis Februar zeigt. Kein GCM ist bisher in der Lage, das beobachtete Signal auf der Südhemisphäre zu reproduzieren (Matthes et al., 2003; Kodera et al., 2003). Eine ausführlichere Darstellung der Ergebnisse des GRIPS-Vergleiches erfolgt in Kapitel 4.

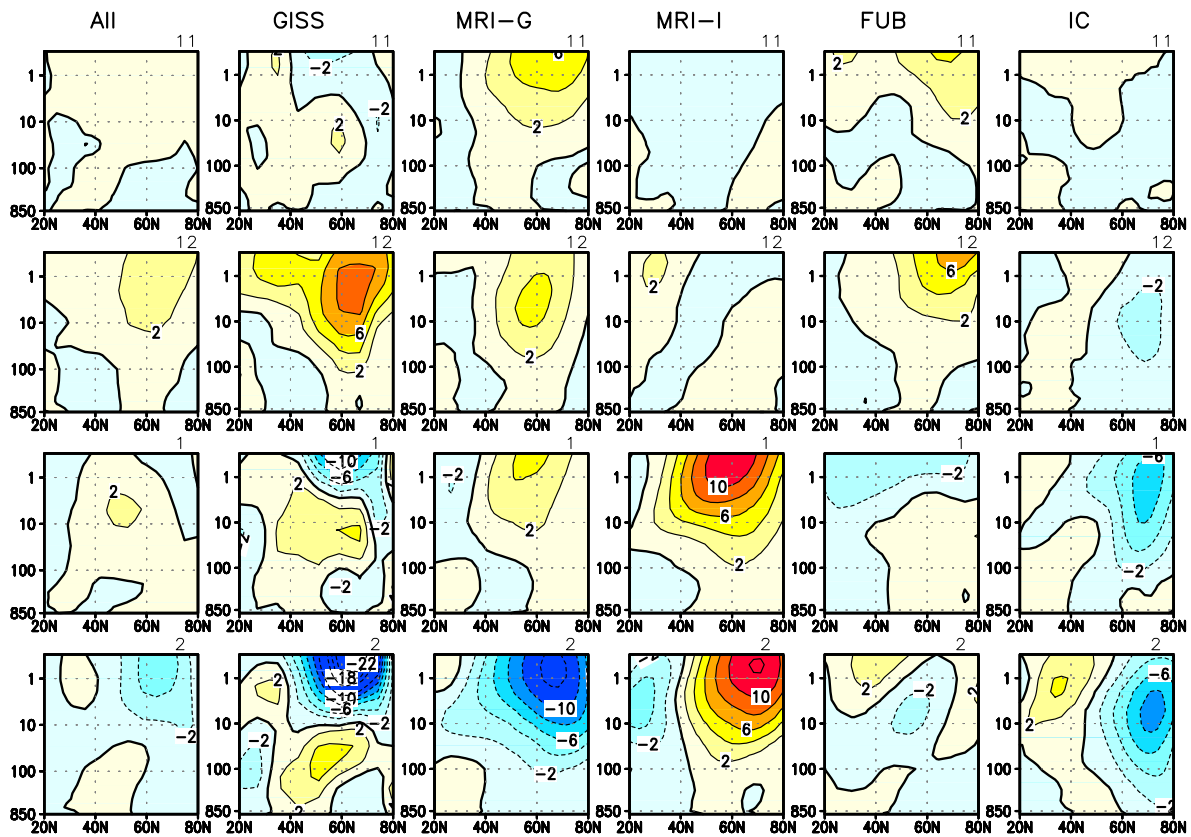
---

<sup>10)</sup>Eine Ausnahme stellt die Simulation unseres eigenen GCMs mit interaktiver Chemie dar, allerdings sind die Vorgaben idealisiert und somit kann nicht endgültig über die Aussagekraft dieses negativen Temperatursignales geurteilt werden (Langematz et al., 2003b).



**Abbildung 2.13:** Jahresmittel der Temperaturdifferenzen zwischen je 20 Modelljahren im Sonnenfleckenmaximum und -minimum, Isolinienabstand: 0,25 K für verschiedene GCMs (Goddard Institute for Space Sciences (GISS), New York, USA; Meteorological Research Institute (MRI), Tsukuba, Japan; Freie Universität Berlin (FUB), Imperial College for Science, Technology and Medicine (IC), London, UK). Linke Spalte: Modelle, welche das Ozonänderungsfeld von Shindell et al. (1999) benutzten, rechte Spalte: Modelle, welche das Ozon von Haigh (1994) benutzten (Fig. 4 aus Matthes et al., 2003).

GCMs, welche mit einem Chemiemodul gekoppelt sind und daher Änderungen in der Ozonkonzentration aufgrund geänderter UV-Strahlung während des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus interaktiv berechnen können (Rozanov et al., 2002; Tourpali et al., 2003; Schlesinger und Andronova, 2003), zeigen bis auf die Ergebnisse unseres eigenen Modells (Langematz et al., 2003b) keine Verbesserung der Simulationsergebnisse mit einfachen GCMs, bei denen eine Ozonklimatologie explizit vorgeschrieben wird.



**Abbildung 2.14:** Differenzen des mittleren zonalen Windes zwischen dem 20-Jahresmittel der Simulationen des Sonnenfleckensmaximums und -minimums für den nordhemisphärischen Winter (20-80°N, November (11) bis Februar (2)), Isolinienabstand: 2 m/s. Von links nach rechts: mittleres Modellsignal („All“) sowie die einzelnen Modellexperimente: GISS, MRI-G, MRI-IC, FUB, IC (durch Ensemble ergänzte Fig. 5 aus Matthes et al., 2003).

### Signale in der unteren Stratosphäre und in der Troposphäre

Haigh (1996, 1999a,b) und Larkin et al. (2000) zeigten mit dem Unified Modell und dem UGAMP Modell, dass es zwischen Sonnenfleckensmaximum und -minimum signifikante Änderungen in der unteren Stratosphäre und in der Troposphäre gibt. Im Maximum treten im Sommer stärkere stratosphärische Ostwinde auf, die sich bis in die obere Troposphäre durchsetzen und zu einer polwärtigen Verlagerung von troposphärischen Zirkulationsmustern führen, z. B. dem troposphärischen Westwindstrahlstrom, dem absteigenden Ast der Hadley Zirkulation und der Zugbahnen der Tiefdruckgebiete in mittleren Breiten. Auch Balachandran und Rind (1995); Rind und Balachandran (1995); Balachandran et al. (1999), Shindell et al. (1999, 2001b) und Rind et al. (2002a) zeigen mit dem GISS Modell signifikante Änderungen der Zirkulation in der unteren Stratosphäre und in der Troposphäre, die sie als indirekte chemisch-dynamische Folge der direkten Strahlungseinflüsse in der oberen Stratosphäre erklären, worauf im Folgenden noch näher eingegangen wird.

### Wechselwirkung mit QBO und SAO

Da die meisten GCMs nicht in der Lage sind, eine modellinterne QBO zu generieren (Pawson, 1992; Pawson et al., 2000) (vgl. auch Abschnitt 3.3.3), wurde die beobachtete Wechselwirkung zwischen Sonne und QBO (Abschnitt 2.4.1) in einigen wenigen GCMs unter Vorgabe einer künstlichen QBO untersucht.

Mit dem GISS Modell wurden solche Simulationen mit einer künstlichen QBO-Ost- bzw. Westphase in der unteren tropischen Stratosphäre durchgeführt, allerdings unter Vorgabe von unrealistisch großen UV-Strahlungsänderungen und ohne das Ozon zu ändern (Balachandran und Rind, 1995; Rind und Balachandran, 1995; Balachandran et al., 1999). Aufgrund der unrealistisch großen Änderung der UV-Strahlung (10%, 20% bzw. 50% unterhalb von 300 nm) ergeben sich stärkere Amplituden der Zirkulationsänderungen im Vergleich zu Simulationen mit realistischeren UV-Strahlungsvorgaben (Shindell et al., 1999, 2001b; Rind et al., 2002a). Die früheren Modellsimulationen bestätigen die Untersuchungen von Labitzke (1987) und Labitzke und van Loon (1988) im nordhemisphärischen Winter zum Teil (Stratosphärenenerwärmungen treten in der QBO-Westphase nicht im Sonnenfleckenmaximum auf), während der Sommer nicht gut wiedergegeben wird. Inwieweit diese Ergebnisse zuverlässig sind, lässt sich nicht mehr feststellen, da diese auf einem anderen Computer letztes Jahr nicht mehr reproduziert werden konnten (D. Rind, persönliche Mitteilung, 2002). Ebenfalls mit Hilfe unrealistisch großer Änderungen der solaren UV-Strahlung (es wurden fünf unterschiedliche solare Erwärmungsraten von 70, 80, 90, 100 und 110% verwendet) und der Vorgabe einer künstlichen QBO-Ost- und einer Westphase in der unteren Stratosphäre finden Kodera et al. (1990) und Kodera et al. (1991) eine Bestätigung der in Beobachtungen gefundenen Beziehung zwischen Sonnenfleckenzyklus und QBO in der nordhemisphärischen Winterstratosphäre. Mit einem linearen Matsuno-Modell und unter Berücksichtigung der von Kodera (1991) gefundenen zonalen Windanomalien findet Braesicke (1994) ebenfalls eine Bestätigung der Ergebnisse von Labitzke (1987) und Labitzke und van Loon (1988).

Bisher gibt es noch keine GCM-Simulation, die unter realistischen Vorgaben von Strahlungs- und Ozonänderungen, den Einfluss von Sonne und QBO nachzuvollziehen versucht hat. Genau solche Simulationen wurden im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt und werden in den folgenden Kapiteln ausführlich dargestellt.

Neuere Studien mit einem mechanistischen Modell (Gray et al., 2001a) beschäftigten sich mit dem „Holton und Tan Mechanismus“, der einen Zusammenhang zwischen den Winden in der tropischen unteren Stratosphäre (45 hPa/22 km) und der Winterzirkulation am Pol herstellt. Eine Anpassung der äquatorialen Winde alleine in der unteren Stratosphäre (16-32 km, 50-10 hPa) reichte nicht aus, um den „Holton und Tan Mechanismus“ zu reproduzieren. Dies konnte nur durch eine zusätzliche Berücksichtigung der äquatorialen Winde in der oberen Stratosphäre (bis 40 km bzw. 58 km, dem oberen Limit von Raketendaten) erreicht werden. Die Wichtigkeit der Winde in der oberen Stratosphäre für die stratosphärische Winterzirkulation der Nordhemisphäre konnte erstmals sowohl in Beobachtungen (Gray et al., 2001b) als auch in mechanistischen Modellstudien (Gray et al., 2001a, 2003; Gray, 2003) gezeigt werden und legt eine gegenseitige Wechselwirkung der QBO mit dem Sonnenfleckenzyklus und der stratosphärischen SAO nahe, auf die im nächsten Abschnitt noch einmal ausführlich eingegangen wird. Gray et al. (2001b) zeigten beispielsweise, dass die größte Korrelation zwischen der Nordpoltemperatur im Januar und Februar und dem äquatorialen Wind in der oberen Stratosphäre zu der Zeit auftritt, in der die SAO-Westphase beginnt (September/Okttober). Diese Untersuchungen stellen eine wichtige Erweiterung des bisherigen QBO-polare Breiten Mecha-

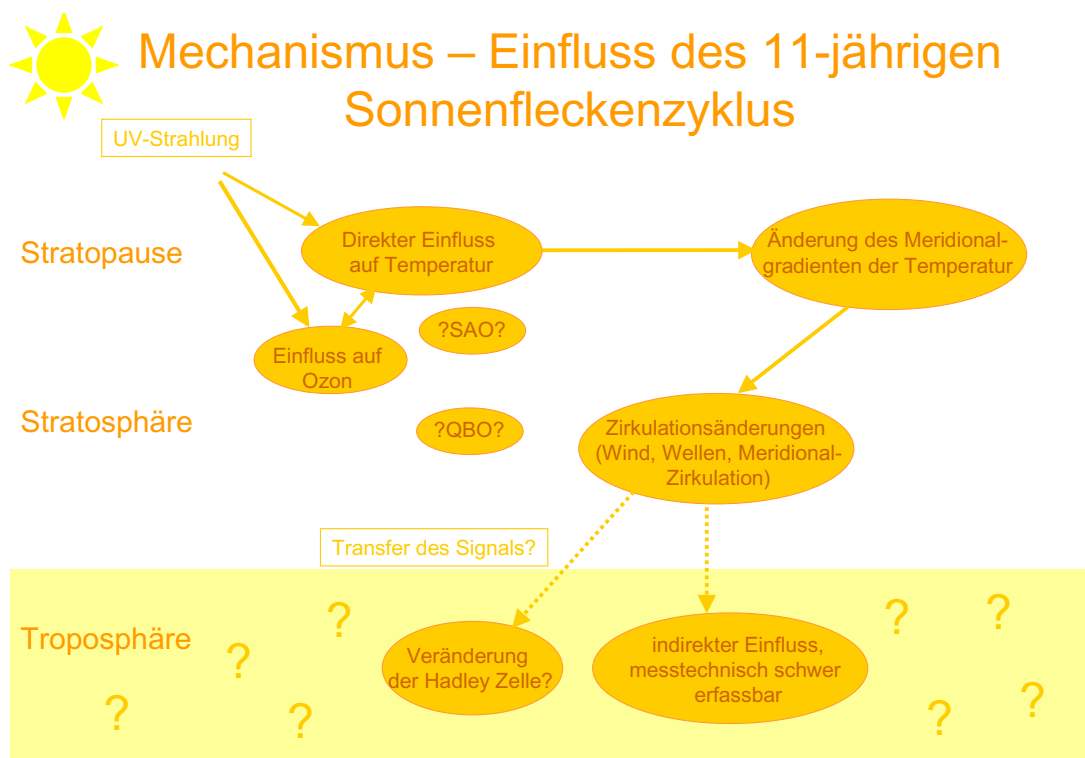
nismus dar, sind allerdings noch längst nicht bei allen Wissenschaftlern anerkannt. Im Rahmen dieser Arbeit konnten die von Gray et al. (2001b,a) in einem mechanistischen Modell gezeigten Erkenntnisse erstmalig mit einem GCM bestätigt und eine Untersuchung des Einflusses von Sonne, QBO und SAO erstmals in einem GCM unter realistischen Annahmen von Strahlungs- und Ozonänderungen durchgeführt werden.

## 2.5 Mechanismen für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus

In diesem Abschnitt wird versucht, die beschriebenen Sonnensignale aus Beobachtungen (Abschnitt 2.4.1) und Modellen (Abschnitt 2.4.2) zu erklären und miteinander in Verbindung zu bringen, um dann den Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, wie er bisher verstanden ist, darzustellen und die Fragestellungen für diese Arbeit zu entwickeln. Mögliche Mechanismen für den Zusammenhang zwischen Sonne und Klima beinhalten Variationen 1. in der totalen solaren Einstrahlung (Solarkonstanten) (Abschnitt 1.5.2), 2. in der spektralen UV-Strahlung (Abschnitt 1.5.2) und 3. im Sonnenwind und dem energetischen Teilchenfluss (Abschnitt 1.2.2). Die Variationen der Solarkonstanten über einen Sonnenfleckenzyklus sind sehr gering ( $\sim 0.1\%$ ) im Vergleich zu den Schwankungen im UV-Bereich (8% um 200 nm; vgl. Abschnitt 1.5.2), der sowohl für die Ozonproduktion als auch die Erwärmung der Mittleren Atmosphäre wichtig ist. Schwankungen der Solarkonstanten sind daher zu gering, um den beobachteten Zusammenhang zwischen Sonne und Klima alleine zu erklären.

Die Korrelation zwischen kosmischer Strahlung und Wolken (Svensmark und Friis-Christensen, 1997) wird seit einigen Jahren sehr heftig und kritisch diskutiert. Die kosmische Strahlung ist mit dem Sonnenfleckenzyklus antikorreliert, d.h. sie ist maximal (minimal) im Sonnenfleckenminimum (-maximum). Die Teilchen der kosmischen Strahlung haben vermutlich einen Einfluss auf die Bildung von Wolkenkondensationskernen und damit auf die Wolkenbildung, welche wiederum das Klima am Erdboden durch eine geänderte Strahlungsbilanz beeinflussen könnte. Aus neuen Messstudien weiß man, dass es positive Ionen in der oberen Troposphäre gibt, die als Kondensationskerne dienen können (Eichkorn et al., 2002). Für eine Beeinflussung dieser Ionen durch den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus müssen aber noch sehr viel mehr Messstudien durchgeführt werden, um einen Beweis für diese Theorie zu finden. Ein vollständiger Überblick über den Einfluss von kosmischer Strahlung auf das Klima würde an dieser Stelle zu weit führen und ist in Tinsley und Yu (2003) zu finden.

Die beiden glaubwürdigsten Mechanismen sind die ersten beiden: Variationen der totalen solaren Einstrahlung beeinflussen die Troposphäre direkt, während Variationen der solaren UV-Strahlung die obere Stratosphäre direkt beeinflussen. Die direkte Beeinflussung der oberen Stratosphäre hat chemisch-dynamisch indirekte Zirkulationsänderungen in der unteren Stratosphäre zur Folge, die auch die Troposphäre beeinflussen könnten. Die in der Troposphäre und Stratosphäre gefundenen Sonnensignale stellen also vermutlich eine Kombination aus direkten und indirekten Einflüssen dar, die im Folgenden näher erläutert werden. Es ist allerdings auch nicht auszuschließen, dass alle drei genannten Mechanismen eine Rolle spielen und gemeinsam zu den beobachteten Sonnensignalen in der Atmosphäre führen. Für einen Beweis sind allerdings noch sehr viel mehr Studien mit Beobachtungsdaten und Modellen notwendig. In den folgenden Betrachtungen wird es ausschließlich um den Mechanismus für den Einfluss von UV-Strahlungsänderungen mit dem Sonnenfleckenzyklus auf die Atmosphäre gehen. Vor allen Dingen möchte man die großen Sonnensignale in der unteren Stratosphäre erklären, die keine direkte Folge der geänderten UV-Strahlung sein können.



**Abbildung 2.15:** Schematische Darstellung für den Mechanismus des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, seine Auswirkungen und mögliche Wechselwirkungen mit anderen Faktoren.

Bereits vor 30 Jahren spekulierte Hines (1974), dass durch Änderungen in der Sonnenaktivität hervorgerufene Winddifferenzen in der oberen Stratosphäre die Ausbreitungsbedingungen für sich vertikal ausbreitende planetarische Wellen ändern könnten und so Sekundäreffekte in der Zirkulation der unteren Stratosphäre und Troposphäre hervorrufen könnten. Ein paar Jahre später führte Bates (1977) die ersten Modellrechnungen (mit einem 1-D Modell) durch, um einen Mechanismus für den Einfluss von solaren UV-Schwankungen zu finden. Mit Hilfe von verschiedenen Modellstudien konnte gezeigt werden, dass über Interferenzen von planetarischen Wellen signifikante Änderungen des troposphärischen Klimas hervorgerufen werden können, die das Ergebnis von durch die Sonne hervorgerufenen Änderungen in der Stratosphäre sind. Allerdings waren die Modelle stark vereinfacht (1- oder 2-D Modelle, beinhalteten nicht die gesamte Troposphäre und/oder Stratosphäre, keine Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung, keine Ozonchemie) und man war sich nicht hundertprozentig sicher, ob diese Effekte tatsächlich so in der Atmosphäre ablaufen (siehe z. B. Überblick von Bates, 1981). Das konnte erst im Laufe der Jahre mit immer leistungsfähigeren Rechnern, auf denen komplexere Modelle integriert werden konnten, und mit längeren Datensätzen nachgewiesen werden. In Abb. 2.15 ist versucht worden, die bisher bekannten Einflüsse und Auswirkungen von solaren UV-Strahlungsänderungen mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus sowie deren Wechselwirkung mit anderen Faktoren schematisch darzustellen. Die von der Sonne kommende UV-Strahlung führt durch die Absorption an Ozonmolekülen zu einer Erwärmung der Stratosphäre, die am stärksten an der äquatorialen Stratopause ist (vgl. Abschnitt 3.2.1), und

die Ozonproduktion ebenfalls beeinflusst. Eine vermehrte Ozonproduktion bei stärkerer UV-Strahlung im Sonnenfleckmaximum führt ihrerseits wiederum zu einer verstärkten kurzzeitigen Erwärmungsrate und damit zu einer höheren Temperatur. Dieser direkte Einfluss auf den photochemischen und thermischen Antrieb der oberen Stratosphäre ist bereits einige Zeit bekannt (vgl. Abschnitte 2.4.1 und 2.4.2) und heutige GCMs sind in der Lage, diese stärkste Temperaturänderung bei der Vorgabe von Strahlungs- und Ozonänderungen in der äquatorialen Stratopausenregion zu simulieren. Die direkten Änderungen in der äquatorialen Stratopausenregion führen zu einer Änderung des meridionalen Temperaturgradienten, welche wiederum über die thermische Windrelation (Gl. 3.19) Änderungen in der vertikalen Windscherung zur Folge haben. Änderungen in der Windstruktur haben ihrerseits geänderte Ausbreitungsbedingungen für sich vertikal aus der Troposphäre ausbreitende planetarische Wellen zur Folge und stellen eine Möglichkeit dar, wie indirekt auch Zirkulationsänderungen in der unteren Stratosphäre und Troposphäre durch direkte Änderungen in der oberen Stratosphäre hervorgerufen werden können. Bisher gibt es allerdings noch keinen vollständigen physikalischen Mechanismus, um den Transfer des Sonnensignales von der oberen in die unteren Atmosphärenschichten zu erklären. Simulationen mit GCMs können insbesondere die großen Variationen von Ozon, Temperatur, geopotentieller Höhe und zonalem Wind in der unteren Stratosphäre noch nicht erklären, genauso wenig wie die aus Beobachtungen abgeleitete vertikale Temperatur- und Ozonverteilung (vgl. Abschnitt 2.4.1). Auch die gegenseitige Beeinflussung von Sonnensignalen und QBO bzw. SAO Signalen ist noch nicht vollständig bekannt. Im Folgenden werden existierende Ideen für den Transfer des Sonnensignales und seine Auswirkungen dargestellt.

In den 1990er Jahren wurde begonnen, ein konzeptionelles Modell für die beobachtete und modellierte Abwärtsbewegung (vgl. Abschnitt 2.4.1 und 2.4.2) von direkten durch solare UV-Änderungen hervorgerufenen Effekten von der oberen in die untere Stratosphäre zu entwickeln (z. B. Kodera, 1995), die im Prinzip auf den Ideen von Hines (1974) und Bates (1981) beruhen. In Abb. 2.16 ist die aktuellste Version dieses konzeptionellen Modelles dargestellt, welches auf Fels (1987) zurückgeht, der damit den dynamischen Einfluss von Strahlungsänderungen in der winterlichen Stratosphäre untersuchte. Im Sonnenfleckmaximum führt ein stärkerer subtropischer Windstrahlstrom in der oberen Stratosphäre im Frühwinter (Westwindanomalie in Abb. 2.16a) aufgrund von verstärktem solaren Antrieb zu einer Ablenkung von planetarischen Wellen (gestrichelter Pfeil) in Richtung Winterpol, was zu einer relativen Beschleunigung der Grundströmung, also einer Verstärkung der Westwindanomalie führt, angedeutet durch das Gebiet anomal positiver Eliassen-Palm (EP) Fluss Divergenz (vgl. Abschnitt 5.8). Stärkere Westwindanomalien führen wiederum zu einer weiteren Schwächung planetarischer Wellen bzw. zu geänderten Ausbreitungsbedingungen. Es gibt also eine positive Rückkopplung zwischen zonalem Wind und Wellen. Anders ausgedrückt ist die Dissipation von planetarischen Wellen, die zu einer Abschwächung der zonalen Grundströmung in der oberen Stratosphäre im Winter führt, abgeschwächt und damit auch die Wellenaktivität selber. Im Laufe des Winters bewegt sich die Westwindanomalie durch die positive Rückkopplung zwischen zonalem Wind und planetarischen Wellen abwärts und in Richtung Pol.

Die schwächere Wellenaktivität im Sonnenfleckmaximum (Gebiet mit  $\nabla \cdot F > 0$ ) führt zu einer Schwächung der Brewer-Dobson Zirkulation<sup>11)</sup> (Abb. 2.16b). Die Anomalien in Abb.

<sup>11)</sup>Die globale Meridionalzirkulation der Atmosphäre wurde von Brewer (1949) und Dobson (1956) entdeckt. Sie besteht aus einer aufsteigenden Bewegung in den Tropen, die mit adiabatischer Abkühlung verbunden ist, und einer absinkenden Bewegung über dem Winterpol, welche mit adiabatischer Erwärmung einhergeht, und

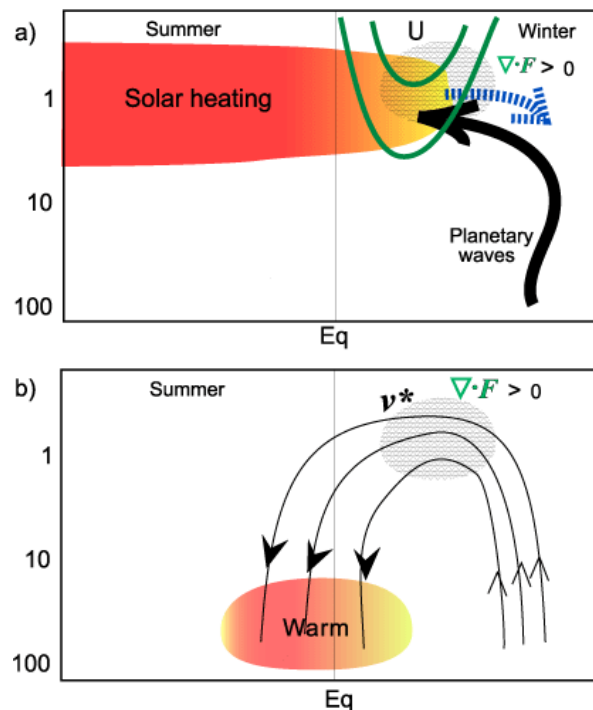


Fig. 15

**Abbildung 2.16:** Schematische Darstellung für den Einfluss erhöhter solarer UV-Strahlung auf die untere Stratosphäre im Winter (Kodera und Kuroda, 2002). Diese Darstellung gibt Anomalien und keine Absolutfelder an.

2.16b weisen in genau die entgegengesetzte Richtung, führen also zu einem relativen Absinken und damit zu einer relativen Erwärmung der äquatorialen unteren Stratosphäre. Auch andere Studien zeigen, dass die extratropische Wellenaktivität, welche die Brewer-Dobson Zirkulation antreibt, die zonal gemittelte Temperatur in der tropischen unteren Stratosphäre bestimmt (Randel et al., 2002a; Salby und Callaghan, 2003a). Hood (2003) und Hood und Soukhariev (2003) zeigen eine 11-jährige Variation der extratropischen Wellenaktivität aufgrund des Sonnenfleckenzyklus und bringen diese mit dekadischen Temperaturvariationen in der unteren tropischen Stratosphäre in Zusammenhang. Sie bestätigen damit den in Abb. 2.16 dargestellten Zusammenhang zwischen extratropischen und tropischen Sonnensignalen.

Über eine Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung bewegt sich das Sonneninitialsignal im zonalen Wind von der oberen Stratosphäre im Laufe des Winters polwärts und abwärts und führt zu einer Modulation des Polarnachtstrahlstromes in hohen Breiten. In niedrigen Breiten führt die Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung zu einer Modulation der Brewer-Dobson Zirkulation, durch die wiederum beobachtete Änderungen in der tropischen unteren Stratosphäre erklärt werden können. Allerdings ist die Bestimmung der genauen zeitlichen Abfolge der Änderungen im Jahresverlauf (Winter/Sommer) schwierig. Wenn der Transfer des Sonnensignales tatsächlich so stattfindet wie in der schematischen Abbildung dargestellt, kann man davon ausgehen, dass die beobachteten Änderungen auf der Sommerhe-

---

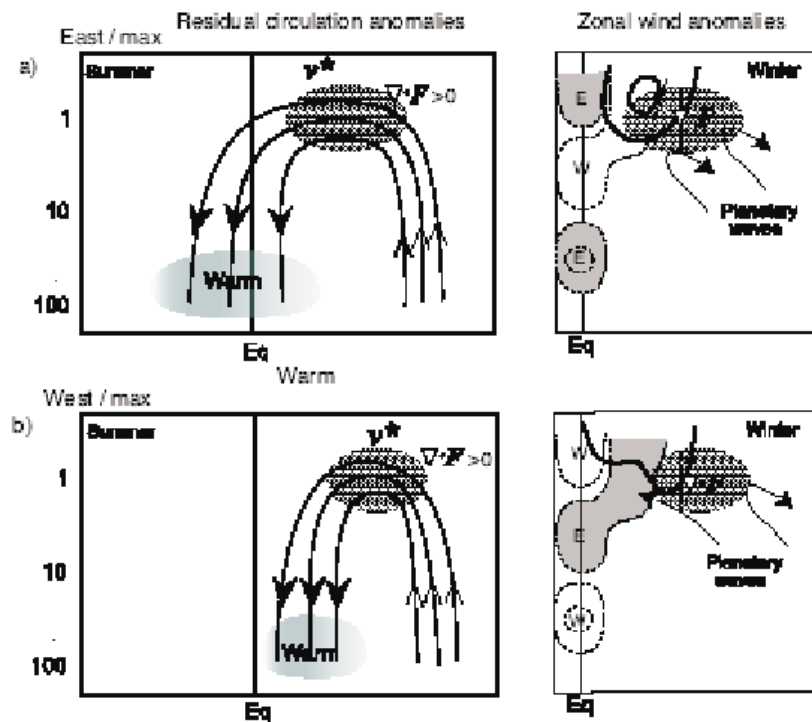
wird durch die Dissipation von Wellen angetrieben. Diese Meridionalzirkulation erklärt neben der Abweichung der Temperaturverteilung vom Strahlungsgleichgewicht auch die globale Verteilung von Spurengasen. (vgl. auch Abschnitt 5.2.3)



misphäre nur durch Änderungen der Brewer-Dobson Zirkulation hervorgerufen werden können, die durch dynamische Wechselwirkungsprozesse auf der Winterhemisphäre entstehen. Hierfür gibt es erste Hinweise aus Beobachtungsstudien (z. B. Salby und Callaghan, 2003b; Labitzke, 2004a,b).

### 2.5.1 Der Einfluss von QBO und SAO

Mit dem beschriebenen konzeptionellen Modell (Abb. 2.16) ist man allerdings nicht in der Lage, den zusätzlichen Einfluss von QBO und SAO zu bestimmen. Beide Windschwingungen treten in der äquatorialen Stratosphäre auf, wobei sich die stratosphärische SAO genau in der Höhe befindet, die nachweislich am stärksten von der solaren UV-Strahlung beeinflusst wird. Die QBO befindet sich in einer Höhe (untere Stratosphäre), in der große Sonnensignale in Beobachtungen sowohl in tropischen und subtropischen als auch in hohen Breiten auftreten. Außerdem wird die SAO von der QBO durch Filterung von Wellen, die die SAO antreiben, beeinflusst. Da die solare UV-Strahlung mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzklus Westwindanomalien in der oberen subtropischen Stratosphäre hervorruft, kann man spekulieren, dass diese einen Einfluss auf die Ausbildung der SAO-Westphase haben (z. B. Hood, 2003). Eine Beeinflussung der SAO-Phasen durch den Sonnenfleckenzklus wurde beispielsweise schon in Beobachtungen gezeigt (Nastrom und Belmont, 1980) (vgl. Abschnitt 2.4.1) und könnte erklären, wie relativ geringe Änderungen der UV-Strahlung verhältnismäßig große zonale subtropische Windanomalien zur Folge haben können. Über eine Kopplung zwischen SAO und QBO (vgl. z. B. Überblick von Hirota, 1980; Baldwin et al., 2001) könnten die durch die Solarstrahlung induzierten Änderungen in der oberen Stratosphäre abwärts wandern. Solche Kopplungen sind auch bereits in Beobachtungs- und Modellstudien nachgewiesen worden, z. B. eine bevorzugte Bildung der QBO-Westphase während einer Westphase der stratosphärischen SAO (Baldwin et al., 2001) oder eine stärkere mesosphärische SAO-Ostphase während einer QBO-Westphase, welche durch selektive Dämpfung von sich aufwärts ausbreitenden Schwerewellen entsteht (Burrage et al., 1996; Garcia und Sassi, 1999). Die von Salby und Callaghan (2000) gefundene, vom Sonnenfleckenzklus abhängige Ausbildung der QBO könnte entweder durch geänderte Ausbreitungsbedingungen für tropische Wellen, durch Änderungen tropischer Vertikalbewegungen durch den Sonneneinfluss oder aber durch einen Einfluss der hohen Breiten, z. B. einen geänderten Impulsfluss, hervorgerufen werden. Beispielsweise würde eine stärkere Brewer-Dobson Zirkulation im Sonnenfleckenzklusminimum zu einem schwächeren/langsameren Absinken der QBO Scherzonen führen, welche eine längere QBO-Phase zur Folge hätten. Beide tropischen Windschwingungen können die Winterzirkulation der hohen Breiten signifikant beeinflussen (Holton und Tan, 1980, 1982; Gray et al., 2001b, 2003; Gray, 2003). Dieser Einfluss ist offensichtlich vom Sonnenfleckenzklus abhängig (Labitzke, 1987; Labitzke und van Loon, 1988). Prinzipiell muss man also verstehen, welche Wechselwirkung es zwischen dem Sonnenfleckenzklus und der QBO sowie der SAO in tropischen Breiten gibt, um dann den möglichen unterschiedlichen Effekt auf die hohen Breiten bestimmen zu können. Eine Änderung in den Extratropen ruft wiederum Änderungen in den Tropen hervor, so dass man die gegenseitige Wechselwirkung berücksichtigen muss. Wenn man dies mit einem GCM machen möchte, stößt man auf mehrere Probleme. Die meisten GCMs haben keine modellinterne QBO und/oder SAO, und um einen realistischen zeitlich variierenden 11-jährigen Sonnenfleckenzklus zu simulieren, bräuchte man eine genügend große Anzahl von Modelljahren, die im Moment die Rechnerkapazitäten sprengen würde. Man ist also auf vereinfachte Modellstudien angewiesen, um Teile der beobachteten Zusammenhänge systematisch nachzuvollziehen.



**Abbildung 2.17:** Wie Abb. 2.16 nur getrennt für QBO Ost (oben) und QBO West (unten) (K. Kodera, persönliche Mitteilung, 2002).

In Abb. 2.17 ist ein erster Versuch für den kombinierten Einfluss von QBO und Sonne auf die Atmosphäre schematisch dargestellt. Diese Überlegungen beruhen wie Abb. 2.16 auf Beobachtungsdaten. Wie man anhand der zonalen Windanomalien (rechts) erkennt, sind die beiden QBO-Phasen in der unteren Stratosphäre durch eine typische dreilagige Struktur („Sandwichstruktur“) gekennzeichnet, z. B. Ost-West-Ost für QBO-Ost-Bedingungen (oben). Die unterschiedliche vertikale Windstruktur führt in Kombination mit dem Sonnensignal zu einer stärkeren Westwindanomalie für QBO Ost- als für QBO-West-Bedingungen. Diese stärkeren Westwinde in der QBO-Ostphase leiten planetarische Wellen von der äquatorialen Stratosphäre ab, während die schwächeren Westwinde in der QBO-Westphase eine Ausbreitung von planetarischen Wellen entlang der Westwindachse des Polarnachstrahlstromes in die Subtropen zulassen. In der Ostphase führt eine verstärkte EP Fluss Divergenz zu einer Verstärkung der Westwindanomalie, die in den Subtropen bleibt, während in der QBO-Westphase durch eine Konvergenz des EP Fluss Vektors in den Subtropen und eine Divergenz in hohen Breiten, eine Verlagerung des westlichen Windstrahlstromes zu hohen Breiten hin auftritt. Auch die Brewer-Dobson Zirkulation ist wieder beeinflusst. Für die QBO-Ostphase tritt anomales Absinken, d.h. eine Abschwächung der Meridionalzirkulation, und damit eine Erwärmung direkt über dem Äquator auf, während der Effekt für die QBO-Westphase in subtropische Breiten der Winterhemisphäre vom Äquator weg verschoben ist. Dass der Einfluss der Anomalien der Residualzirkulation für die QBO-Ostphase bis in die Sommerhemisphäre reicht, ist auf die äquatornahe Lage der EP Fluss Divergenz Anomalie zurückzuführen. In der Westphase liegt die Anomalie etwas mehr in Richtung Winterpol und führt dazu, dass Anomalien der Residualzirkulation auf die Winterhemisphäre beschränkt bleiben. Bei einem Vergleich der Anomalien

mit einer Aufteilung in die QBO-Phase (Abb. 2.17) mit denen für das reine Sonnensignal (Abb. 2.16) fällt auf, dass sich die Zirkulationsänderungsmuster für das Sonnensignal und QBO-Ostphasen-Bedingungen ähneln, während für QBO-Westphasen-Bedingungen ein anderer Effekt zu sehen ist. Diese ersten Versuche, die Einflüsse getrennt für beide QBO-Phasen zu untersuchen, stimmen teilweise mit den Beobachtungen von Labitzke (2003) überein, die in der QBO-Ostphase im Sommer ein starkes Temperatursignal über dem Äquator findet, während das Temperatursignal in der QBO-Westphase in niedrigere Breiten verschoben ist. Im Gegensatz zu den Vorstellungen von Kodera (persönliche Mitteilung, 2003) ist das Signal in der Westphase auf die Sommerhemisphäre verschoben. Insgesamt scheint es leichter zu sein, das QBO-Ostphasensignal, welches dem reinen Sonnensignal ähnelt, als das Signal der QBO-Westphase zu erklären. Darauf haben bereits sehr früh schon Labitzke und van Loon (1988) hingewiesen.

### 2.5.2 Der Transfer in die Troposphäre

Bisher gibt es nur vereinzelte Hinweise sowohl aus Modell- (z. B. Haigh, 1996, 1999a,b; Rind et al., 2002a) als auch Beobachtungsstudien (z. B. Labitzke, 1999; Gleisner und Thejll, 2003; van Loon und Meehl, 2003) für troposphärische Zirkulationsänderungen aufgrund des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus. Die in der unteren tropischen Stratosphäre gefundenen Zirkulationsänderungen könnten über geänderte Vertikalbewegungen auch einen Einfluss auf troposphärische Zirkulationsmuster haben, z. B. über eine veränderte Lage der tropischen Tropopause, die zu einer Änderung tropischer Zirkulationszellen, z. B. der Hadley Zirkulation, führen könnte. In den Tropen findet mit großskaligem Aufsteigen der größte Eintrag von troposphärischen Spurengasen und Wasserdampf in die Stratosphäre statt, die über den aufsteigenden Ast der Brewer-Dobson Zirkulation in die höheren Atmosphärenschichten gelangen. Dort findet also eine Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre statt (z. B. Holton et al., 1995). Über das sogenannte „downward control“ Prinzip können extratropische stratosphärische Zirkulationsänderungen auch die Troposphäre beeinflussen (Haynes et al., 1991). Wenn die Brewer-Dobson Zirkulation im Sonnenfleckenmaximum wirklich abgeschwächt ist, könnte man vermuten, dass auch die Hadley Zirkulation als unterer Ast der Brewer-Dobson Zirkulation bzw. tropische äquatoriale Vertikalbewegungen abgeschwächt sind. Eine Beeinflussung troposphärischer Zirkulationsmuster durch den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus ist bereits kurz angesprochen worden (Abschnitt 2.3). Labitzke und van Loon (1995) zeigten beispielsweise, dass sich die Hadley Zirkulation während des Sonnenfleckenmaximums verstärkt. Neuere Studien (Labitzke, 2003) zeigen allerdings, dass diese Verstärkung nur in Jahren der QBO-Westphase stattfindet, während man eine Abschwächung in der QBO-Ostphase beobachtet. Bisherige Modellstudien (z. B. Haigh, 1999a) zeigten ebenfalls eine Abschwächung der Hadley Zirkulation im Maximum, was dazu passt, da die GCMs im Mittel schwache Ostwinde in der unteren Stratosphäre simulieren. Eine Verstärkung der Hadley Zirkulation im Maximum wurde kürzlich von van Loon und Meehl (2003) gezeigt, wobei hauptsächlich Jahre mit einer QBO-Westphase in die Analyse eingingen.

Über die Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre gibt es bereits zahlreiche andere Untersuchungen. Seit langem ist bekannt, dass große Stratosphärenenerwärmungen durch anomale troposphärische Zirkulationsmuster ausgelöst werden können (z. B. Naujokat et al., 2002; Polvani und Waugh, 2003). Im Moment besteht verstärktes Interesse, den umgekehrten Weg, nämlich den Einfluss der Stratosphäre auf die Troposphäre zu zeigen, um damit eventuell sogar die Wettervorhersage zu verbessern (Baldwin et al., 2003a,b; Polvani und Waugh, 2003).

Perlwitz und Graf (1995) zeigten beispielsweise einen statistisch signifikanten Zusammenhang zwischen der stratosphärischen und der troposphärischen Zirkulation über dem Nordatlantik und Salby und Callaghan (2003b) und Plumb und Semeniuk (2003) zeigen in Beobachtungs- und Modellstudien, dass die dynamische Struktur der Stratosphäre bis in die Troposphäre reicht. Auch Baldwin und Dunkerton (2001) und Christiansen (2001) wiesen auf einen starken Einfluss von stratosphärischen Anomalien auf die Troposphäre hin, die innerhalb von 60 Tagen von der Stratosphäre in die Troposphäre wandern. Als Index für die Zirkulation auf der Nordhemisphäre von der Stratosphäre bis zur Erdoberfläche dient die sogenannte Arktische Oszillation (AO) (Thompson und Wallace, 1998). Das Konzept der AO wurde von Baldwin und Dunkerton (2001) mit der Einführung des „Northern Annular Mode (NAM)“-Index leicht verändert. Der NAM-Index beschreibt das dominante Zirkulationsmuster der nordhemisphärischen Atmosphäre und stimmt am Erdboden, also in 1000 hPa, mit der AO überein. Die positive Phase der NAM ist durch einen starken Polarwirbel und höhere geopotentielle Höhen in den mittleren Breiten gekennzeichnet, während die negative Phase der NAM durch einen schwachen Polarwirbel gekennzeichnet ist. Analog zum NAM definiert man einen „Southern Annular Mode (SAM)“ für die Südhemisphäre und kann statistische und zeitliche Zusammenhänge zwischen stratosphärischen und troposphärischen Zirkulationsmustern zeigen (z. B. Thompson et al., 2003). Die große, erstmals aufgetretene Stratosphärenenerwärmung auf der Südhemisphäre im Jahre 2002 diente als Beispiel, wie stratosphärische Zirkulationsanomalien auf kurzen Zeit-skalen auch die Troposphäre beeinflussen können (K. Kodera, persönliche Mitteilung). Die Bezeichnungen AO und NAM werden allerdings nicht einheitlich in der Literatur verwendet und viele sprechen auch in größeren Höhen von der AO. Im Folgenden werden die Begriffe NAM und AO gleichwertig behandelt. Auf einen möglichen Zusammenhang zwischen der AO und ihrem nordatlantischen Teil, der NAO<sup>12)</sup>, mit dem Sonnenfleckenzyklus wurde ebenfalls erst kürzlich hingewiesen (Kodera, 2002, 2003). Neueste Ergebnisse zeigen nicht nur eine Beeinflussung der Hadley-Zirkulation durch den Sonnenfleckenzyklus, sondern auch der Walker-Zirkulation und damit ENSO (Kodera, persönliche Mitteilung, 2003). Auch Baldwin (persönliche Mitteilung, 2003) kann mit der Berechnung des NAM-Index für das Sonnenfleckenmaximum und -minimum eine Beeinflussung der Troposphäre durch stratosphärische Zirkulationsmuster zeigen.

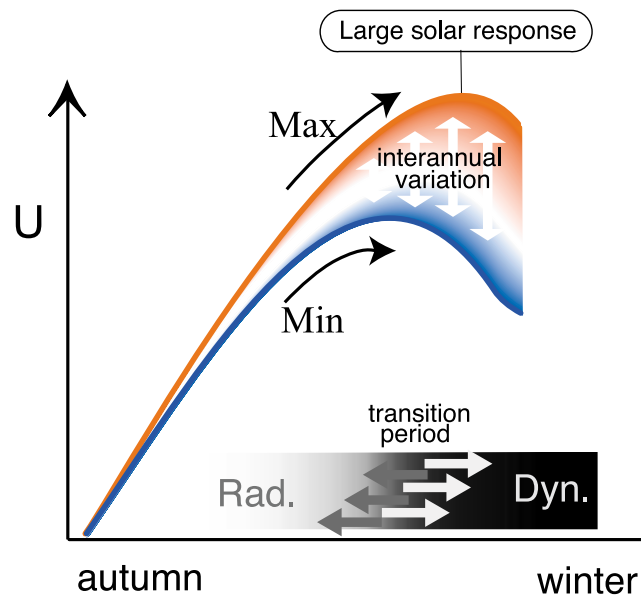
Alle diese Untersuchungen legen nahe, dass das indirekte Sonnensignal aus der unteren Stratosphäre über eine Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre bis in die Troposphäre gelangen kann. Allerdings fehlen bisher Beweise für diesen Transfer des Signales sowohl aus Beobachtungs- als auch Modellstudien, da es aufgrund der hohen Variabilität der Troposphäre und verhältnismäßig kurzer globaler Datensätze sehr schwierig ist, ein troposphärisches Sonnensignal zu identifizieren.

---

<sup>12)</sup>Unter der Nordatlantischen Oszillation (NAO) versteht man die 7- bis 9-jährige Schwankung des meridionalen Druckgradienten zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch. Sie stellt das dominante Zirkulationsmuster für Europa dar und wird mit dem NAO-Index beschrieben. Bei einem positiven NAO-Index verstärkt sich der Luftdruckgegensatz zwischen Island und den Azoren. Mit der verstärkten Westwindströmung gelangen vom Atlantik vermehrt maritime Luftmassen nach Mittel- und Nordeuropa, die zu positiven Temperatur- und Niederschlagsanomalien führen. In Südeuropa beobachtet man durch den stärkeren Hochdruckeinfluss anomale Trockenheit.

### 2.5.3 Der Einfluss des Sonnensignales auf die Jahr-zu-Jahr Variabilität der winterlichen Stratosphäre

Die Sonnensignale aus Beobachtungen sowie deren Wechselwirkung mit der QBO und der SAO und der Transfer des Sonnensignales sind bisher mit Hilfe eines konzeptionellen Modelles ansatzweise erklärt worden. Im Folgenden wird ein Konzept für den Einfluss des Sonnensignales auf die natürliche Jahr-zu-Jahr Variabilität der Stratosphäre vorgestellt. In der winterlichen Stratosphäre gibt es zwei verschiedene interne Variabilitätsmoden oder Zirkulationstypen, die sich einstellen (Holton und Mass, 1976; Labitzke, 1977, 1982). Diese Bimodalität der Stratosphäre lässt sich durch die Wechselwirkung mit planetarischen Wellen erklären (Holton und Mass, 1976; Yoden, 1987), die dazu führt, dass es entweder einen starken Polarnachtstrahlstrom (ungestörten, kalten Winter) oder einen schwachen Polarnachtstrahlstrom (warmen, gestörten Winter) gibt. Die Entscheidung, welchen Zustand die Atmosphäre einnimmt, fällt am Anfang des Winters und kann durch verschiedene Faktoren, wie z. B. die solare UV-Strahlung, die QBO/SAO und Vulkane, die ihren stärksten Einfluss in der äquatorialen Stratosphäre haben, beeinflusst werden (z. B. Kodera, 1995; Gray et al., 2003). Der Einfluss der solaren UV-Strahlung auf die Jahr-zu-Jahr Variabilität der Stratosphäre ist in Abb. 2.18 nach Kodera et al. (2003) dargestellt. Im Frühwinter befindet sich die Stratosphäre in einem durch Strahlungsprozesse geprägten Zustand, der durch starke Zonalwinde und schwachen Wellenantrieb gekennzeichnet ist. Im späteren Winterverlauf nimmt der Antrieb durch planetarische Wellen stark zu und die Stratosphäre wechselt in einen Zustand, der nun hauptsächlich durch dynamische Prozesse geprägt ist. Dieser Wellenantrieb kann von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich sein, so dass die Balance zwischen dem Strahlungsantrieb und dem dynamischen Antrieb von Jahr zu Jahr schwankt. Dabei ist die unterschiedliche Variation des Wellenantriebes nicht unbedingt auf Änderungen der troposphärischen Quellen der planetarischen Wellen zurückzuführen, sondern kann, wie bereits beschrieben wurde, in der Stratosphäre selber durch eine Änderung der Ausbreitungsbedingungen für Wellen zustande kommen. Der Sonnenfleckenzyklus bewirkt nun eine Änderung der Balance zwischen dem durch Strahlungsprozesse und dem durch dynamische Prozesse gekennzeichneten Zustand. Dies tritt in der klimatologischen Übergangsperiode (Frühwinter) auf, in der die Atmosphäre besonders sensibel auf Änderungen des (externen) Antriebes reagiert und führt dazu, dass der subtropische Strahlstrom unter Sonnenfleckenmaximum-Bedingungen länger in dem durch Strahlungsprozesse beeinflussten Zustand bleibt und dadurch höhere Windgeschwindigkeiten erreicht als im Sonnenfleckenminimum (Kodera und Kuroda, 2002). Es sei an dieser Stelle daraufhingewiesen, dass es eine Art Schaukel zwischen hohen und niedrigen Breiten und damit zwischen dem subtropischen und dem polaren Strahlstrom in der Übergangsphase gibt: bei einem starken subtropischen Strahlstrom findet man einen schwachen polaren Strahlstrom und umgekehrt. Im Laufe des Winters nimmt die Jahr-zu-Jahr Variabilität des subtropischen Windstrahlstromes zu, erreicht Maxima in der Übergangsphase und nimmt in der dynamisch kontrollierten Phase wieder ab. Die Jahr-zu-Jahr Variabilität des polaren Windstrahlstromes hingegen nimmt stetig zu und erreicht Maxima in der dynamisch kontrollierten Phase im Spätwinter. Über die Wechselwirkung zwischen planetarischen Wellen und dem zonalen Wind kann der relativ schwache Strahlungsantrieb durch den Sonnenfleckenzyklus zu einer relativ großen dynamischen Antwort führen. Dabei wird, wie bereits beschrieben wurde, der Sonneneinfluss von der Stratopausenregion durch eine Modulation der internen Variabilitätsmode des Polarnachtstrahlstromes, welche in hohen geographischen Breiten stattfindet, und durch eine Änderung der Brewer-Dobson Zirkulation, welche in niedrigen geographischen Breiten stattfindet, in die untere Stratosphäre



**Abbildung 2.18:** Schematische Darstellung des Zusammenhanges zwischen Jahr-zu-Jahr Variabilität der winterlichen Stratosphäre und dem Einfluss des Sonnenfleckenzyklus (Kodera et al., 2003).

transferiert. Diese dynamischen Änderungen können mit chemischen Effekten wechselwirken, beispielsweise wird die Ozonverteilung durch Temperatur und Wind geändert. Dies ist zwar nur ein Beispiel aber es gibt noch viele weitere mögliche indirekte Effekte, die sich bis in die Troposphäre auswirken können.

Allerdings gibt es zum heutigen Zeitpunkt immer noch keinen vollständigen physikalischen Mechanismus, der die Übertragung des Sonnensignales bis zum Erdboden eindeutig beweisen kann. Die aufgezählten konzeptionellen Modelle geben nur eine Vorstellung, wie das Signal bis in die untere Stratosphäre transportiert werden kann. Die aufgezählten vielfältigen Arbeiten zum Einfluss von stratosphärischen auf troposphärische Zirkulationsmuster, liefern Ansatzpunkte wie ein Sonnensignal bis in die Troposphäre transportiert werden könnte. Dies bleibt allerdings zu beweisen. Mit Hilfe von GCM-Experimenten wird in den folgenden Kapiteln versucht, die in Abb. 2.15 aufgeführten einzelnen Schritte des Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Atmosphäre systematisch nachzuvollziehen, um die verschiedenen Ideen für den Transfer des Sonnensignales aus Beobachtungs- und Modellstudien zu testen. Das für diese Untersuchungen benutzte GCM und die durchgeführten Experimente werden im nun folgenden Kapitel genauer beschrieben.



# Kapitel 3

## Das Berliner Modell

Das „Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM)“, welches in der Stratosphärengruppe am Institut für Meteorologie verwendet wurde, ist ein globales dreidimensionales Klimamodell der Atmosphäre (GCM). Es basiert auf dem Wettervorhersagemodell des ECMWF<sup>1)</sup> in Reading (UK) und wurde in Hamburg zum ECHAM<sup>2)</sup> Modell weiterentwickelt (Roeckner et al., 1992). In Berlin wurden das ECHAM Modell von 19 auf 34 Flächen in der Vertikalen erweitert und die Modellobergrenze von 10 hPa (ca. 32 km) auf 0,0068 hPa (83 km) angehoben (Langematz und Pawson, 1997; Pawson et al., 1998). Das FUB-CMAM beinhaltet also sowohl die Troposphäre als auch die Mittlere Atmosphäre (Strato- und Mesosphäre). Im Moment enthält das FUB-CMAM die zweite Version des Hamburger Modelles (ECHAM2) bzw. das Strahlungsschema von ECHAM4, welches modifiziert wurde (Langematz, 2000). Ein GCM simuliert die zeitliche Entwicklung großräumiger atmosphärischer Strukturen durch die numerische Integration der primitiven Gleichungen, auf die im Folgenden eingegangen wird.

### 3.1 Die primitiven Gleichungen

Um das dynamische und thermische Verhalten der Erdatmosphäre, die eine dünne, kompressible Gashölle an der Oberfläche einer Kugel darstellt, zu beschreiben, bedient man sich der hydrodynamischen Grundgleichungen. Diese basieren auf den grundlegenden Mechanismen des 2. Newtonschen Axioms (Aktionsprinzip), sowie der Energie- und Massenerhaltung und lauten für ein mit der Erde rotierendes kartesisches Koordinatensystem:

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} + \mathbf{g} + \mathbf{F}_R, \quad (3.1)$$

$$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} = Q, \quad (3.2)$$

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{v} = 0, \quad (3.3)$$

$$p = \rho RT. \quad (3.4)$$

Die Gleichungen 3.1-3.4 dienen als Ausgangspunkt für die Modellierung atmosphärischer Prozesse. Die **erste Gleichung** wird auch Bewegungsgleichung genannt, da sie die zur Bewegung

---

<sup>1)</sup> European Center for Medium Range Weather Forecasts

<sup>2)</sup> ECMWF+HAMBURG



der Luft beitragenden Kräfte pro Einheitsmasse beschreibt, wobei  $\mathbf{v}$  der Geschwindigkeitsvektor<sup>3)</sup>,  $t$  die Zeit,  $\rho$  die Dichte der Luft,  $p$  der Luftdruck,  $\boldsymbol{\Omega}$  der Vektor der Winkelgeschwindigkeit der Erde,  $\mathbf{g}$  der Vektor der Schwerkraft und  $\mathbf{F}_R$  eine Reibungskraft sind. Diese Kräfte sind im einzelnen die Druckkraft ( $-1/\rho \nabla p$ ), die durch räumliche Druckgradienten hervorgerufen wird, die sich aufgrund der Rotation ergebende Corioliskraft ( $\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}$ ), die sich aus der gravitations- und rotationsbedingten Zentrifugalkraft zusammensetzende Schwerkraft ( $\mathbf{g}$ ) und eine Reibungskraft ( $\mathbf{F}_R$ ). Die **zweite Gleichung** beschreibt die Energieerhaltung (1. Hauptsatz der Thermodynamik), wobei  $c_p$  die spezifische Wärme bei konstantem Druck,  $T$  die Temperatur und  $Q$  die diabatische Nettoerwärmungsrate pro Einheitsmasse ist, die sich durch strahlungsbedingte Effekte (siehe Abschnitt 3.2.1) oder das Freisetzen latenter Wärme ergibt. Die **dritte Gleichung** wird Kontinuitätsgleichung genannt und beschreibt die zeitliche Erhaltung der Gesamtmasse in einem Volumen. Die totale zeitliche Ableitung einer Größe an einem festen Punkt im Raum (Gleichungen 3.1-3.4) setzt sich zusammen aus ihrer lokal zeitlichen Änderung und ihrer Advektion durch das (atmosphärische) Windfeld:  $d/dt = \partial/\partial t + \mathbf{v} \cdot \nabla$ . Die **vierte Gleichung** ist die Zustandsgleichung idealer Gase ( $R$  ist die Gaskonstante für Luft), die zu einer vollständigen Beschreibung des Systems benötigt wird. Diese ursprünglichen Gleichungen werden auch „primitive Gleichungen“ genannt und lassen eine Beschreibung von Strömungen jeder räumlichen und zeitlichen Größenordnung zu. Für adiabatische Prozesse ( $Q=0$ ) erhält man eine Beziehung zwischen Druck und Temperatur, in der man die Dichte mithilfe der idealen Gasgleichung eliminieren und so die potentielle Temperatur definieren kann:

$$\Theta = T \left( \frac{p_{00}}{p} \right)^\kappa, \quad (3.5)$$

wobei  $p_{00} = 1000 \text{ hPa}$  ist und  $\kappa = \frac{R}{c_p}$  der „meteorologische Adiabatenexponent“ genannt wird.

Um ein der Geometrie der Erdoberfläche angemesseneres Koordinatensystem zu verwenden, werden die kartesischen Koordinaten in Gleichungen 3.1-3.4 durch Kugelkoordinaten ersetzt, wobei die nach Osten zunehmende geographische Länge  $\lambda$ , die nach Norden zunehmende geographische Breite  $\phi$  und  $z$  die Höhe ist. Die Zonalgeschwindigkeit ist demnach  $u = r \cos \phi d\lambda/dt$ , die Meridionalgeschwindigkeit  $v = r d\phi/dt$  und die Vertikalgeschwindigkeit  $w = dz/dt$ , wobei  $r = a + z$  ( $a$ : Erdradius) ist. Um das vollständige, komplizierte Gleichungssystem (3.1-3.4) für die Beschreibung großräumiger atmosphärischer Prozesse zu vereinfachen, wird eine sogenannte Skalenanalyse durchgeführt, welche zu folgenden Vereinfachungen führt:

- Die Vertikalkomponente der Bewegungsgleichung wird durch die hydrostatische Balance ersetzt:

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}. \quad (3.6)$$

Für den Fall großräumiger Vertikalbewegungen gleichen sich die Schwerkraft und die Auftriebskraft also nahezu aus. Zusätzlich wird als Vertikalkoordinate oft das log-p System eingeführt:

$$z_p = -H \ln\left(\frac{p}{p_0}\right), \quad (3.7)$$

<sup>3)</sup>Vektoren werden im Folgenden immer dick gedruckt dargestellt.

wobei die Skalenhöhe  $H = RT/g$  aus der hydrostatischen Grundgleichung in Verbindung mit der idealen Gasgleichung folgt. In den Modellen wird oft die für die Verhältnisse in der mittleren Atmosphäre repräsentative Skalenhöhe  $H = 7\text{km}$  verwendet, wobei eine mit der Höhe konstante Temperatur von 239 K angenommen wird. In einer isothermen Atmosphäre mit  $T = 239\text{ K}$  wären die geometrische Höhe  $z$  und die approximierte Höhe  $z_p$  also nahezu identisch. Im log-p System ist die Dichte dann nur noch eine Funktion der Höhe:

$$\rho_0(z_p) \equiv \rho_s e^{\frac{-z_p}{H}}, \quad (3.8)$$

mit  $\rho_s = p_s/RT_s$ ;  $\rho_s$  und  $T_s$  sind die Referenzbodenwerte der Dichte und der Temperatur. Führt man außerdem noch das sogenannte Geopotential ein, welches definiert ist als die Arbeit, die man benötigt, um eine Einheitsmasse von der Erdoberfläche in eine Höhe  $z$  anzuheben:

$$\Phi(z) = \int_0^z g dz, \quad (3.9)$$

und verwendet die hydrostatische Approximation (Gl. 3.6) sowie die ideale Gasgleichung, so erhält man:  $d\Phi = g dz = RT/H dz$ .

- Der durch die Horizontalkomponente des Erdrotationsvektors verursachte Anteil der Corioliskraft ist vernachlässigbar im Vergleich zu dem von der Vertikalkomponente verursachten Anteil.
- Einführung des Erdradius für den Abstand eines Punktes in der Atmosphäre vom Erdmittelpunkt ( $r \approx a$ ).

Die primitiven Gleichungen lassen sich nach diesen Approximationen und mit der Einführung des Operators  $d/dt$ :

$$\frac{d}{dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} + w \frac{\partial}{\partial z}, \quad (3.10)$$

folgendermaßen in Kugelkoordinaten schreiben (vgl. z. B. Andrews et al., 1987):

$$\frac{du}{dt} - \left( f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) v + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = X, \quad (3.11)$$

$$\frac{dv}{dt} + \left( f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} = Y, \quad (3.12)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{R\Theta}{H} e^{\frac{-\kappa z}{H}}, \quad (3.13)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) \right] + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 w) = 0, \quad (3.14)$$

$$\frac{d\Theta}{dt} = Q. \quad (3.15)$$

$f = 2\Omega \sin \phi$  ( $\Omega = 7.292 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ : Winkelgeschwindigkeit der Erde) ist der Coriolisparameter (Vertikalkomponente des Vektors der Erdrotation),  $(X, Y)$  sind die horizontalen Komponenten der Reibung oder anderer nichtkonservativer mechanischer Antriebe,  $Q$  ist die diabatische Erwärmung:  $Q \equiv \left( \frac{J}{c_p} \right) e^{\frac{\kappa z}{H}}$ , wobei  $J$  die diabatische Erwärmungsrate pro Einheitsmasse ist, die in der Mittleren Atmosphäre der Netto-Strahlungserwärmungsrate ( $-1/\rho_0 \partial F_n / \partial z$ ) entspricht (vgl. Gl. 3.42).  $\frac{J}{c_p}$  wird oft in Kelvin pro Tag angegeben.

Dieses Grundgleichungssystem 3.11-3.15, welches nichtlineare partielle Differentialgleichungen beinhaltet, kann nur numerisch gelöst werden und ermöglicht unter Vorgabe von geeigneten Anfangs- und Randbedingungen die Bestimmung von räumlichen und zeitlichen Entwicklungen atmosphärischer Prozesse. Da die primitiven Gleichungen nur wenige Approximationen enthalten, sind sie auf viele atmosphärische Prozesse anwendbar und sehr rechenzeitintensiv. Um die Integration von Modellen kostengünstiger zu gestalten, wird mit einem sogenannten quasigeostrophischen Gleichungssystem gearbeitet, welches die grundlegenden dynamischen Prozesse in der mittleren Atmosphäre ausreichend beschreibt. Unter der Annahme, dass bei großräumigen Bewegungen in der freien Atmosphäre ein Gleichgewicht zwischen der Coriolis- und Druckgradientkraft herrscht, da Trägheits- und Reibungskräfte vernachlässigbar klein sind, reduziert sich die horizontale Bewegungsgleichung zu einer rein diagnostischen Beziehung zwischen dem horizontalen Windvektor  $\mathbf{v}_h$  und dem Geopotentialfeld:

$$\mathbf{v}_h \equiv \mathbf{v}_{hg} = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \nabla_h \Phi. \quad (3.16)$$

Für die Komponenten des geostrophischen Windes gilt:

$$u_g = -\frac{1}{f_0} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad \text{und} \quad v_g = \frac{1}{f_0} \frac{\partial \Phi}{\partial x}. \quad (3.17)$$

Mit der Einführung der Stromfunktion  $\Psi$ :

$$\Psi = \frac{1}{f_0} (\Phi - \Phi_0), \quad (3.18)$$

ergibt sich folgende Beziehung zwischen den Komponenten des geostrophischen Windes und der Stromfunktion:  $(u_g, v_g) = (-\partial \Psi / \partial y, \partial \Psi / \partial x)$ . Durch einige Umformungen (vgl. z. B. Andrews et al., 1987) erhält man folgende Beziehung zwischen der vertikalen Scherung der geostrophischen Windkomponenten und dem horizontalen (potentiellen) Temperaturgradienten (thermische Windrelation):

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{R}{H f_0} e^{-\frac{\kappa z}{H}} \frac{\partial \theta}{\partial y} = -\frac{R}{H f_0} \frac{\partial T}{\partial y}, \quad (3.19)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = -\frac{R}{H f_0} e^{-\frac{\kappa z}{H}} \frac{\partial \theta}{\partial x} = -\frac{R}{H f_0} \frac{\partial T}{\partial x}. \quad (3.20)$$

Der geostrophische Wind weht parallel zu den Isobaren und die Strömung ist divergenzfrei. Ohne Divergenzen oder Konvergenzen können jedoch keine Vertikalbewegungen beschrieben werden, weswegen man sich der quasigeostrophischen Gleichungen bedient, welche in der horizontalen Bewegungsgleichung Abweichungen vom geostrophischen Gleichgewicht in Form von ageostrophischen Windkomponenten  $u_a = u - u_g$  und  $v_a = v - v_g$  zulassen. Die Breitenabhängigkeit des Coriolisparameters wird außerdem durch die Einführung einer sogenannten „ $\beta$ -Ebene“ approximiert. Eine  $\beta$ -Ebene ist eine Tangentialebene an die gekrümmte Oberfläche, die im Zentrum des Untersuchungsgebietes mit der geographischen Länge und Breite  $(\lambda_0, \phi_0)$  angebracht wird. Mit der Annahme einer Periodizität in x-Richtung wird eine geschlossene Strömung entlang eines Breitenkreises vorgetäuscht. Den vertikalen Coriolisparameter  $f$  kann man nach einer Taylor-Reihe entwickeln und für mittlere Breiten nach dem linearen Glied abbrechen:  $f = f_0 + \beta f$  mit  $f_0 = 2\Omega \sin \phi_0$  und  $\beta = \left( \frac{\partial f}{\partial y} \right)_0 = 2\Omega a^{-1} \cos \phi_0$ . Setzt man

nun den variablen Wert für  $f$  in die Bewegungsgleichungen für die Tangentialebene ein, so beschreiben diese Gleichungen approximativ die großräumigen globalen Bewegungen, obwohl sie rein formal betrachtet, Bewegungen in einem tangentialen kartesischen Koordinatensystem darstellen. Eine Skalenanalyse der Bewegungsgleichung liefert dann die quasigeostrophischen Gleichungen (vgl. z. B. Andrews et al., 1987).

## 3.2 Modellbeschreibung

Unter geeigneten Anfangs- und Randbedingungen liefert die Modellintegration der approximierten primitiven Gleichungen die räumliche und zeitliche Entwicklung der prognostischen Modellvariablen Divergenz, Vorticity, Temperatur, Bodendruck, spezifische Feuchte und Flüssigwassergehalt der Wolken. Kleinräumige Prozesse, wie z. B. die Schwerewellenausbreitung, konvektive Prozesse oder die Strahlungsübertragung (Abschnitt 3.2.2) werden parametrisiert. Das FUB-CMAM ist ein spektrales Modell, d.h. die Modellvariablen werden in endliche Reihen von Kugelflächenfunktionen, die der Geometrie der Erde Rechnung tragen, entwickelt. In zonaler Richtung erfolgt diese Entwicklung nach Fourier-Reihen und in meridionaler Richtung nach Legendre-Reihen. Die horizontale Auflösung beträgt in zonaler Richtung  $k=21$  Wellenzahlen. Die meridionale Auflösung  $N(k)$  ist von der zonalen Wellenzahl und von der gewählten Beziehung zwischen maximal aufgelöster zonaler und meridionaler Wellenzahl abhängig, die im Modell durch eine dreieckige Trunkation gegeben ist. Die Berechnung von nichtlinearen dynamischen Termen und verschiedener Parametrisierungen findet im Gitterpunktraum auf einem sogenannten Gaußgitter statt, welches 32 Breiten und 64 Längen besitzt, was einer Auflösung von ca.  $5,625^\circ \times 5,625^\circ$  entspricht. Am Äquator beträgt der Abstand zwischen zwei Gitterpunkten in etwa 625 Kilometer. Während einer Modellintegration findet ständig eine Transformation vom Gitterpunkts- in den Spektralraum und umgekehrt statt. In der L34-Version beträgt der Abstand zwischen zwei Flächen im Tropopausenniveau 2 km und in der mittleren Atmosphäre 3,5 km. Neben der T21-Version des Modelles existiert auch eine Version mit doppelter horizontaler Auflösung (T42:  $2,8^\circ \times 2,8^\circ$ ) (Krüger, 2002) sowie eine L70-Version mit erhöhter vertikaler Auflösung (Abstand zweier Flächen bis zu 1,1 km) (Braesicke, 1998; Nissen, 1998), die allerdings sehr rechenzeitaufwendig sind.

Das FUB-CMAM besitzt ein sogenanntes hybrides Koordinatensystem, bei dem man in der unteren Troposphäre der Orographie angepasste  $\sigma$ -Flächen hat, die allmählich in isobare Flächen in der mittleren Atmosphäre übergehen (Simmons und Strüfing, 1983).

Ein semi-implizites Zeitschrittschema nach Robert (1982) wird verwendet. Der Zeitschritt beträgt 15 Minuten und nicht 40 Minuten, wie im ursprünglichen ECHAM1 Modell, um numerische Stabilität in der Stratosphäre und Mesosphäre zu gewährleisten. Dort treten sehr viel größere Windgeschwindigkeiten als in der Troposphäre auf und der Zeitschritt muss dem Courant-Friedrichs-Lewy-Kriterium<sup>4)</sup> entsprechend angepasst werden. Die horizontale Diffusion wird durch ein Schema von Laursen und Eliassen (1989) repräsentiert, welches Wellenzahlen größer als 15 durch einen Faktor proportional zu  $(k-15)^2$  dämpft. Die vertikale Diffusion wird nach Louis (1979) berechnet. Die Parametrisierungen in der Troposphäre entsprechen ungefähr denen in ECHAM1: der hydrologische Zyklus wird für hochreichende, konvektive Kumuluswolken mit einer modifizierten Version des Schemas von Kuo (1974), für flache,

<sup>4)</sup> Courant-Friedrichs-Lewy-Kriterium: der Zeitschritt muss kleiner als die Zeit sein, die eine Welle braucht, um von einem zum nächsten Gitterpunkt zu gelangen.

konvektive Kumuluswolken mit einem Schema von Tiedtke et al. (1988) und für stratiforme Bewölkung mit dem prognostischen Schema von Roeckner und Schlese (1985) berechnet. Die  $\text{H}_2\text{O}$ -Werte und die Flüssigwasserverteilungen werden im Modell prognostiziert, alle weiteren Felder für die Konzentrationen der restlichen Gase, welche im Strahlungsschema verwendet werden, extern vorgegeben.  $\text{O}_2$  (20.95%) und  $\text{CO}_2$  (330 parts per million by volume (ppmv)) werden als homogen durchmischt vorgegeben. Die Ozonwerte wurden für die in dieser Arbeit durchgeführten Experimente als zonale Monatsmittel einer Ozonklimatologie vorgegeben (aktualisierte Version von: Fortuin und Langematz, 1994), da das Modell zu Beginn der Untersuchungen noch kein interaktives Chemiemodul besaß. Inzwischen existiert eine Version des FUB-CMAM mit interaktiver Chemie (FUB-CMAM-CHEM), bei der sowohl eine Modifikation des Transportschemas nach Böttcher (1996) als auch der Einbau von orographischen und nicht-orographischen Schwerewellen notwendig wurde (Mieth et al., 2003). Der Vorteil eines interaktiven Chemiemoduls ist, dass die Wechselwirkungen zwischen Strahlung, Dynamik und Chemie sehr viel besser repräsentiert werden können. Die Entwicklung dieser „Chemistry Climate Models (CCMs)“ ist allerdings noch im Anfangsstadium, so dass die Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellen im Moment so groß sind, dass man noch keine verlässlichen Aussagen über den Zeitpunkt der zukünftigen Erholung der Ozonschicht treffen kann (z. B. Austin et al., 2002; WMO, 2003).

Die Meeresoberflächentemperaturen gehen als klimatologische Monatsmittel (1979-1994) ein und sind während der Läufe von Jahr zu Jahr konstant.

In der Mesosphäre wird ein schwacher linearer Rayleigh-Reibungsansatz (Holton und Wehrbein, 1980) verwendet, um den Windstrahlstrom zu schließen und somit grob den Effekt von Schwerewellen zu simulieren.

Das Modell wurde mit einem Jahres- und Tagesgang der solaren Einstrahlung integriert. Der Wert der Solarkonstanten beträgt  $1367 \text{ W/m}^2$  (vgl. Abb. 1.17).

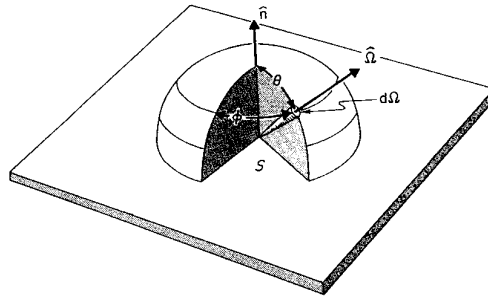
Bevor das Strahlungsmodul des FUB-CMAM näher beschrieben wird, werden kurz einige theoretische Aspekte der Strahlungsübertragung sowie der thermische Effekt der Strahlung beschrieben.

### 3.2.1 Strahlungstheorie

Wie bereits in Abschnitt 1.6 beschrieben, gibt es ein Gleichgewicht zwischen der kurzwelligen ( $\lambda < 4\mu\text{m}$ ) Sonneneinstrahlung und der terrestrischen, langwelligen ( $\lambda > 4\mu\text{m}$ ) Ausstrahlung. Die sich im Mittel einstellende Strahlungsgleichgewichtstemperatur der Atmosphäre wird allerdings nicht beobachtet, da neben dem Strahlungsantrieb der atmosphärischen Zirkulation, der im Folgenden näher beschrieben wird, auch dynamische Prozesse eine wichtige Rolle spielen (siehe Abschnitt 5.2.2).

#### Strahlungsübertragung

Die Berechnung der Verteilung von Strahlungsquellen und -senken erfordert die Lösung des Strahlungsübertragungsproblems (vgl. z. B. Andrews et al., 1987). Der Energiefluss pro Flächenelement einer Fläche  $A$  in einem Raumwinkelement  $d\Omega$  der Richtung  $\Omega$  beträgt  $L(\Omega)d\Omega$ , wobei  $L(\Omega)$  die fundamentale Strahlungsübertragungsgröße (vgl. auch Anhang Tab. A.1) ist. Die Energieflussdichte  $F$  ist der über alle Raumwinkelemente  $d\Omega$  des oberen Halbraumes



**Abbildung 3.1:** Geometrie der Strahlung, die eine planparallele Oberfläche  $S=A_{Text}$  mit dem Normalenvektor  $\hat{n} = \mathbf{n}_{Text}$  überquert. Die Strahldichte im infinitesimalen Winkелеlement  $d\Omega$  in Richtung des Einheitsvektors  $\hat{\Omega} = \mathbf{\Omega}_{Text}$  wird mit Hilfe der Kugelkoordinaten  $\theta$  und  $\phi$  beschrieben (Andrews et al., 1987). Im Text werden die Vektoren aber dick gedruckt und Flächen mit „A“ bezeichnet.

integrierte und in Normalenrichtung  $\mathbf{n}$  wirkende Anteil des Energieflusses:

$$F = \int_{2\pi} (\mathbf{n} \cdot \mathbf{\Omega}) L(\mathbf{\Omega}) d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\phi, \theta) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi, \quad (3.21)$$

mit dem Azimutwinkel  $\phi$  und dem Zenitwinkel  $\theta$  (vgl. Abb. 3.1).

Die Nettoenergieflussdichte  $F_n$  durch die Fläche  $A$  entspricht der Differenz zwischen der Energieflussdichte in Richtung der Flächennormalen  $\mathbf{n}$  und der aus entgegengesetzter Richtung  $-\mathbf{n}$ . Für eine horizontal orientierte Fläche  $A$  ergibt sich:

$$F_n = F_{\uparrow} - F_{\downarrow}, \quad (3.22)$$

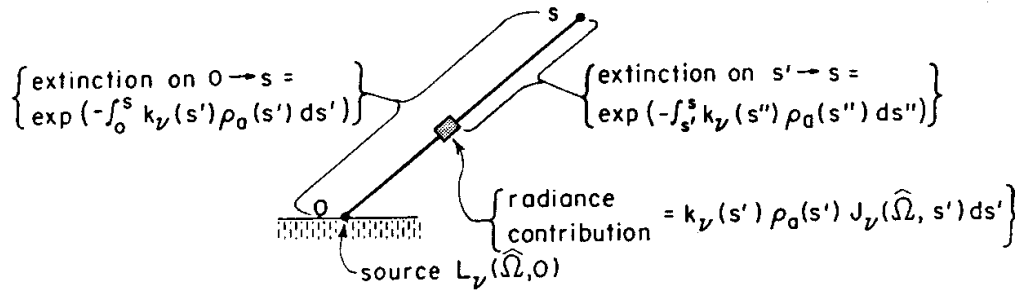
wobei  $F_{\uparrow}$  und  $F_{\downarrow}$  die nach oben und unten gerichteten Energieflussdichten sind. Da die Strahlung wellenlängen- bzw. frequenzabhängig ist und mit Materie wechselwirkt, werden die monochromatische Strahl- und Energieflussdichte betrachtet (vgl. auch Tab. A.1):  $L_{\nu} = dL/d\nu$  (in  $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}(\text{s}^{-1})^{-1}$  wobei  $\nu$  = Frequenz in  $\text{s}^{-1}$ ) und  $F_{\nu} = dF/d\nu$  (in  $\text{Wm}^{-2}(\text{s}^{-1})^{-1}$ ).

Die Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG) für die monochromatische Strahldichte lautet allgemein:

$$\frac{dL_{\nu}(\mathbf{\Omega})}{ds} = -k_{\nu}\rho_a[L_{\nu}(\mathbf{\Omega}) - J_{\nu}(\mathbf{\Omega})]. \quad (3.23)$$

Die SÜG gibt an, dass die Änderung der monochromatischen Strahldichte  $dL_{\nu}$  entlang eines Wegelementes  $ds$  in Richtung von  $\mathbf{\Omega}$  von der Dichte des durchstrahlten Mediums  $\rho_a$  sowie von seinen lokalen Eigenschaften  $k_{\nu}$  und  $J_{\nu}$  abhängt. Der Extinktionskoeffizient  $k_{\nu}$  (Einheit:  $\text{m}^2\text{kg}^{-1}$ ) beschreibt die Abschwächung der Strahldichte beim Durchgang durch das Medium, die durch Absorption und/oder Streuung<sup>5)</sup> erfolgen kann. Der Extinktionskoeffizient  $k_{\nu}$  kann daher als Summe aus Absorptionskoeffizient  $a_{\nu}$  und Streukoeffizient  $s_{\nu}$  dargestellt werden ( $k_{\nu} = a_{\nu} + s_{\nu}$ ). Der allein durch Streuung verursachte Anteil der Extinktion (engl. „single scattering albedo“)  $\overline{\omega}_{\nu}$  beträgt also  $\overline{\omega}_{\nu} = s_{\nu}/k_{\nu}$  und der allein durch Absorption verursachte dementsprechend  $a_{\nu}/k_{\nu} = (1 - \overline{\omega}_{\nu})$ .

<sup>5)</sup> Bei der Absorption wird die Strahlung in andere Energieformen, insbesondere Wärme umgewandelt, im Gegensatz zur Streuung, bei der die Strahlung nur ihre Ausbreitungsrichtung ändert. Die Rayleigh-Streuung folgt relativ einfachen, während die Mie-Streuung an größeren Luftpartikeln und Wolkentröpfchen sehr viel komplizierteren Gesetzmäßigkeiten folgt (z. B. Brasseur und Solomon, 1984).



**Abbildung 3.2:** Beitrag zu der Strahldichte am Punkt  $s$  für den Weg  $0$  bis  $s$  (Andrews et al., 1987).

Die Quellfunktion  $J_\nu$  beschreibt die Prozesse, die zu einer Verstärkung der Strahldichte beim Durchgang durch das Medium führen. Das ist zum einen die thermische Emission eines Volumenelementes und zum anderen die durch Streuung von Photonen in Richtung  $\Omega$  des Raumwinkels  $d\Omega$  (Streustrahlung aus anderen Richtungen) zustandekommende Strahldichte. Die Integration der SÜG (Gl. 3.23) an einem Ort  $s$  entlang eines Weges in Richtung von  $\Omega$  liefert die formale Lösung (vgl. auch Abb. 3.2) (Andrews et al., 1987):

$$L_\nu(\Omega, s) = L_\nu(\Omega, 0) e^{-\int_0^s k_\nu(s') \rho_a(s') ds'} + \int_0^s k_\nu(s') \rho_a(s') J_\nu(\Omega, s') e^{-\int_{s'}^s k_\nu(s'') \rho_a(s'') ds''} ds'. \quad (3.24)$$

Die Strahldichte  $L_\nu(\Omega, s)$  eines Weges  $s$  in Richtung von  $\Omega$  setzt sich zusammen aus einer Anfangsstrahldichte  $L_\nu(\Omega, 0)$ , welche exponentiell auf dem optischen Weg zwischen  $0$  und  $s$  durch Absorption und Streuung geschwächt wird (1. Summand von Gl. 3.24), und dem Strahldichteanteil, der durch die Integration von Volumenelementen am Ort  $s'$  entlang des Weges durch Emission und Streuung in Richtung  $\Omega$  entsteht, und ebenfalls auf der restlichen Strecke zwischen  $s'$  und  $s$  exponentiell abgeschwächt wird (2. Summand in Gl. 3.24).

Für den Fall eines nichtemittierenden Mediums ist die Quellfunktion  $J_\nu = 0$ , so dass in Gl. 3.24 der zweite Summand wegfällt und man bei der Annahme eines homogenen Mediums, d.h. der Extinktionskoeffizient ist wegunabhängig, und der Definition der optischen Pfadlänge  $u = \int_0^s \rho_a(s') ds'$  das sogenannte Beer-Bouget-Lambert<sup>6)</sup> Gesetz erhält:

$$L_\nu(\Omega, s) = L_\nu(\Omega, 0) e^{-k_\nu u} = L_\nu(\Omega, 0) t_\nu. \quad (3.25)$$

Wobei  $t_\nu$  die monochromatische Transmissivität (engl. „transmissivity“) ist. Für jeden Absorber gilt, dass die Summe aus Transmissions-, Absorptions- und Reflexionsgrad stets eins ist. Für den Fall, dass man die SÜG unter Berücksichtigung thermischer Emission lösen will, muss man zwischen lokalem thermischen Gleichgewicht (engl. „local thermodynamic equilibrium (LTE)“) <sup>7)</sup> und nicht-lokalem thermodynamischen Gleichgewicht (engl. „non-LTE“) unterscheiden. Die meisten strahlungsaktiven Gase befinden sich für Drücke größer als 0,1 mb im LTE, für niedrigere Drücke ist dies allerdings nicht mehr der Fall.

<sup>6)</sup> Benannt nach Johann Lambert (1728-77) und August Beer (1825-63).

<sup>7)</sup> Befindet sich ein Gas im lokalen thermodynamischen Gleichgewicht, so sind Kollisionen zwischen den Teilchen recht häufig und die Energieniveaus lassen sich nach einer Boltzmann Verteilung anordnen, die durch eine kinetische Temperatur bestimmt wird (Brasseur und Solomon, 1984). Zu größeren Höhen hin wird die Dichte der Luft geringer, so dass die Gasmoleküle immer seltener zusammenstoßen und ihre Abstrahlung

Unter LTE Bedingungen ohne Streuung ( $\overline{\omega_\nu} = 0$ ) ist die Quellfunktion  $J_\nu$  gleich der Planck Funktion  $B_\nu$ , während man für LTE-Bedingungen mit Streuung ( $\overline{\omega_\nu} \neq 0$ ) folgende allgemeine Form des Kirchhoffschen Gesetzes (siehe Anhang A.3) erhält:

$$J_\nu(\Omega) = (1 - \overline{\omega_\nu})B_\nu + \frac{\overline{\omega_\nu}}{4\pi} \int_{4\pi} L_\nu(\Omega') P_\nu(\Omega, \Omega') d\Omega', \quad (3.26)$$

wobei  $P_\nu(\Omega, \Omega')$  die Phasenfunktion ist, die die Verteilung der gestreuten Strahlung über alle Winkel angibt und sowohl wellenlängen- bzw. frequenz- als auch materieabhängig ist. Die Quellfunktion für non-LTE Bedingungen wird im Folgenden nicht weiter diskutiert, da diese Bedingungen für die Betrachtungen dieser Arbeit vernachlässigbar sind.

Eine Approximation der Strahlungsübertragung geht von einer plan-parallelen Atmosphäre aus<sup>8)</sup>, d.h. die Krümmung der Koordinatenflächen aufgrund der Kugelgestalt der Erde wird vernachlässigt und die Eigenschaften des Mediums (Dichte) sowie das Strahlungsfeld sind nur von der Vertikalkoordinate abhängig. Unter diesen Voraussetzungen ist der Netto-Strahlungsflussdichtevektor nur abhängig von der Vertikalkoordinate und für eine Höhe  $z^*$  ergibt sich die aufwärts gerichtete Strahlungsflussdichte zu:

$$F_\uparrow(z^*) = 2\pi \int_0^{\pi/2} L(\theta, z^*) \cos \theta \sin \theta d\theta = 2\pi \int_0^1 L(\mu, z^*) \mu d\mu, \quad (3.27)$$

mit  $\mu \equiv \cos \theta$ . Entsprechend ist die nach unten gerichtete Strahlungsflussdichte, angedeutet durch  $-\mu$  gegeben durch:

$$F_\downarrow(z^*) = 2\pi \int_0^{\pi/2} L(\theta, z^*) \cos \theta \sin \theta d\theta = 2\pi \int_0^1 L(-\mu, z^*) \mu d\mu. \quad (3.28)$$

Für monochromatische Strahlungsübertragung in einer plan-parallelen Atmosphäre ist es üblich, die Vertikalkoordinate  $z^*$  durch die optische Dicke  $\tau_\nu(z^*)$  zu ersetzen:

$$\tau_\nu(z^*) = \int_{z^*}^{\infty} k_\nu(z') \rho_a(z') dz'. \quad (3.29)$$

Das Integral gibt den optischen Weg in der Vertikalen zwischen der Höhe  $z^*$  und dem Ober- rand der Atmosphäre an, der genau wie der Extinktionskoeffizient  $k_\nu$  frequenzabhängig ist. Der optische Weg kann auch mit der logarithmischen Druck-Vertikalkoordinate  $z$  geschrieben werden:

$$\tau_\nu(z) = \int_z^{\infty} k_\nu(z') \rho_{a0}(z') dz', \quad (3.30)$$

wobei  $\rho_{a0}(z) = \rho_a(z)[T(z)/T_s] = \rho_a(z)[\rho_0(z)/\rho(z)]$  die Dichte des Hauptabsorbers ist, die mit der Referenztemperatur  $T_s$  skaliert zur Definition des Skalenhöhe  $H$  benutzt wird. Die von der Sonne kommende Strahlung kann für eine plan-parallele Atmosphäre in direkte (Strahlung im Sonnenstrahl) und diffuse (von der Atmosphäre gestreute) Solarstrahlung unterteilt werden. Das Integral der monochromatischen Energieflussdichte  $S_{0\nu}$ , die am Oberrand der Atmosphäre auf einer Fläche senkrecht zur Richtung der Solarstrahlung  $\Omega_0$  auftrifft, wird Solarkonstante

---

unabhängig von der lokalen Temperatur wird (non-LTE).

<sup>8)</sup>Die Bedingungen für diese Approximation sind im allgemeinen in der Mittleren Atmosphäre erfüllt mit einer Ausnahme, nämlich für direkte Solarstrahlung mit großen Zenitwinkeln ( $\theta \geq 80^\circ$ ). In der Troposphäre existieren große horizontale Inhomogenitäten, so dass die Bedingungen für die plan-parallele Approximation nicht gut erfüllt sind.



genannt und ist, wie bereits erwähnt wurde (siehe Abschnitt 1.5), gar keine Konstante. Der monochromatische Fluss der direkten Solarstrahlung durch eine Fläche in der Höhe  $z$  und einem Zenitwinkel von  $\theta_0 = \cos^{-1} \mu_0$  sieht folgendermaßen aus:

$$S_\nu(z) = \mu_0 S_{0\nu} e^{-\tau_\nu(z)/\mu_0}. \quad (3.31)$$

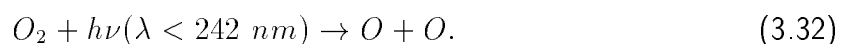
Für große Zenitwinkel ( $\theta_0 \geq 80^\circ$ ) muss eine Korrektur eingeführt werden, die der Krümmung der Erdoberfläche/Atmosphäre Rechnung trägt (z. B. Andrews et al., 1987). Nun kann die Quellfunktion aus Gl. 3.26 umgeschrieben werden, um die Beiträge von direkter und diffuser Sonnenstrahlung zur gestreuten Strahlung explizit zu beschreiben (vgl. Andrews et al., 1987). Für die meisten Anwendungen kann man die Strahlungsübertragung getrennt für solare ( $\lambda < 4 \mu\text{m}$ ) und terrestrische ( $\lambda > 4 \mu\text{m}$ ) Strahlung beschreiben (vgl. Abschnitt 1.4.1). Die diffuse monochromatische Strahlung in einer plan-parallelen Atmosphäre kann bei der Wahl geeigneter Randbedingungen in der SÜG (Gl. 3.24) für den Oberrand der Atmosphäre und für den Boden bestimmt werden, wobei die Strahldichte am unteren Rand von der monochromatischen Emissivität  $\varepsilon_\nu$  des Erdbodens abhängt, die definiert ist als das Verhältnis von der spektralen Ausstrahlung eines Körpers zur spektralen Ausstrahlung eines schwarzen Körpers bei gleicher Temperatur<sup>9)</sup>.

### Der thermische Effekt der Strahlung

Die thermischen Effekte der absorbierten und emittierten Strahlung auf die Erdatmosphäre lassen sich aus der vertikalen Divergenz des Strahlungsflusses  $F$  bestimmen. Die Nettoerwärmungsraten sowie die Beiträge der einzelnen strahlungsaktiven Gase zu den global gemittelten Abkühlungs- und Erwärmungsraten von der Erdoberfläche bis in eine Höhe von 100 km wurden mit verschiedenen Modellrechnungen bestimmt (siehe London, 1980) und sind in Abb. 3.3 dargestellt. In den verschiedenen Höhenbereichen der Atmosphäre führt die Absorption und Emission (vgl. auch Anhang A.1) verschiedenster Gase zu einer Erwärmung bzw. Abkühlung. Die Wellenlängenabhängigkeit dieser Absorption und Transmission ist in Abb. 3.4a für Wellenlängen von 0 bis  $16 \mu\text{m}$  und in Abb. 3.4b noch einmal vergrößert für den UV-Bereich dargestellt. Diese starke Wellenlängenabhängigkeit der Eindringtiefe von solarer UV-Strahlung in die Stratosphäre wurde bereits von Herzberg (1965) bemerkt. An dieser Stelle soll kurz auf die chemischen Eigenschaften von Sauerstoff und Ozon eingegangen werden, welche eine entscheidende Rolle für die Erwärmung der Mittleren Atmosphäre spielen (vgl. Abb. 3.3b).

### Die Charakteristika von Sauerstoff und Ozon

Das Sauerstoffmolekül besitzt die Eigenschaft, UV-Strahlung zu absorbieren (Abb. 3.4b und 3.5) und durch Photolyse in zwei Sauerstoffatome aufzuspalten (z. B. Brasseur und Solomon, 1984):



Die absorbierte Energie wird als kinetische Energie der beiden Dissoziationsprodukte abgeführt und in der Luft als Wärme dissipiert. Der atomare Sauerstoff kann wieder zu einem Sauerstoffmolekül rekombinieren, allerdings ist hierfür ein Stoßpartner (M) notwendig, der die überschüssige Energie aufnimmt:

<sup>9)</sup>Für einen schwarzen Körper ist die Emissivität genau wie die Absorption stets eins. Für dicke Wolken und die meisten Oberflächenmaterialien ist  $\varepsilon_\nu \approx 1$  für infrarote Wellenlängen.

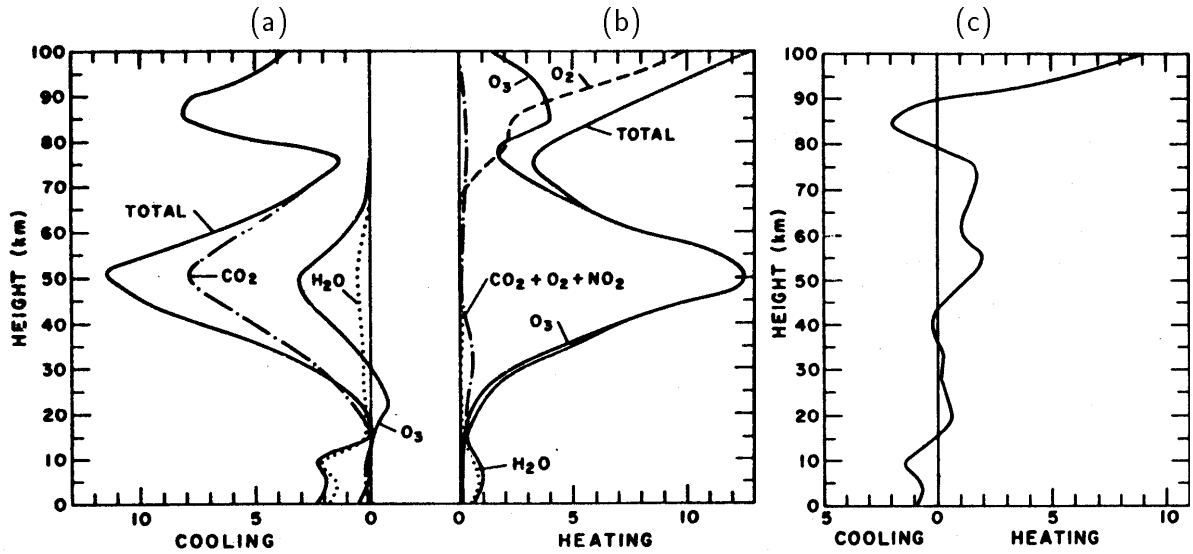
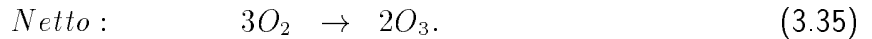
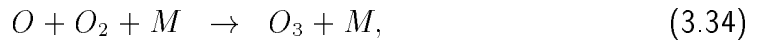


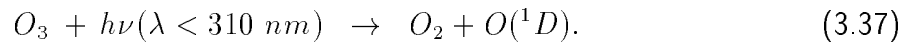
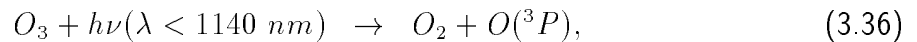
Abbildung 3.3: (a) Global gemittelte Abkühlungs- und (b) Erwärmungsraten (K/d) für einzelne strahlungsaktive Gase; (c) Nettoerwärmungsrate (K/d) (London, 1980).



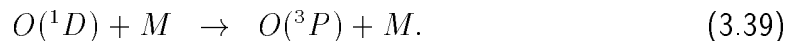
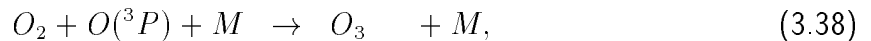
Atomarer Sauerstoff kann aber auch mit molekularen Sauerstoff zu einer Ozonproduktion führen:



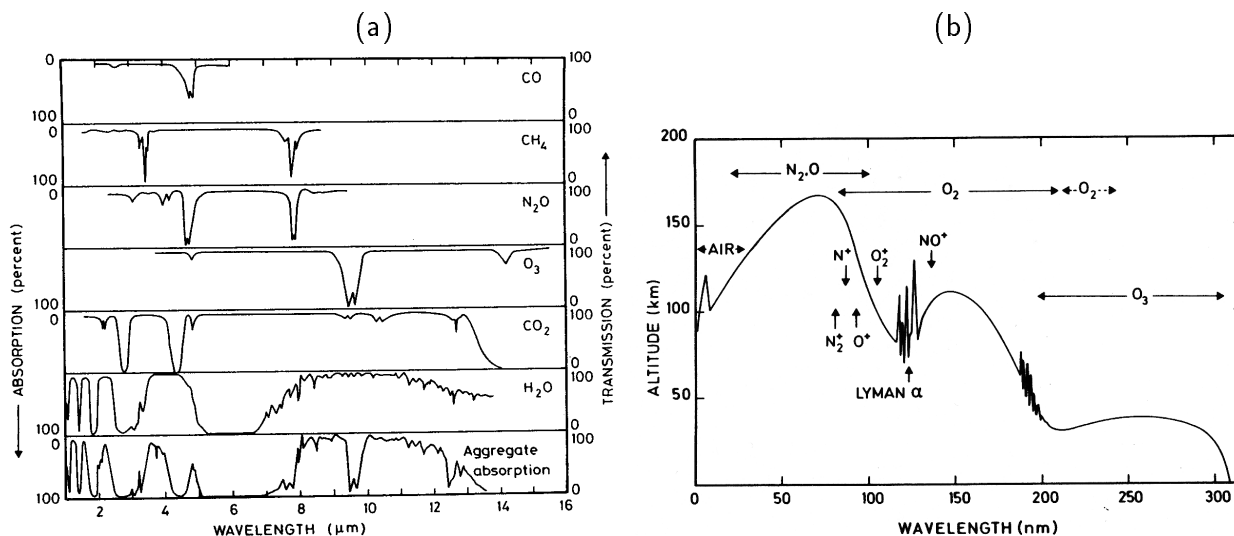
Wie das Sauerstoffmolekül besitzt auch das Ozonmolekül die Eigenschaft, die solare UV-Strahlung und sogar die sichtbare Strahlung zu absorbieren (Abb. 3.4b und 3.5) und durch Photolyse ein Sauerstoffatom abzuspalten. Dieses Sauerstoffatom befindet sich nach der Abspaltung durch UVB-Strahlung (280-315 nm; vgl. Abschnitt 1.4.1) in einem elektronisch angeregten Zustand  $O(^1D)$  und nach der Abspaltung durch sichtbares Licht im Grundzustand  $O(^3P)$  (z. B. Brönnimann, 2002):



Maximale Ozonabsorption tritt bei 255 nm in der Hartley-Bande (siehe Abb. 3.5 und Tab. 3.1) auf. Im Grundzustand kann der atomare Sauerstoff wieder mit einem Sauerstoffmolekül zu Ozon rekombinieren. Befindet sich das Sauerstoffatom in einem angeregten Zustand, kann es durch die Kollisionen mit unreaktiven Molekülen (M) wieder den Grundzustand erreichen und danach ebenfalls mit einem Sauerstoffmolekül zu Ozon rekombinieren (vgl. auch Gl. 3.34):



In der Summe stellt die Photolyse und die anschließende Rekombination also keinen Verlustmechanismus für das Ozon dar, obwohl die solare UV-Strahlung durch diese Reaktionssequenz maßgeblich reduziert wird.



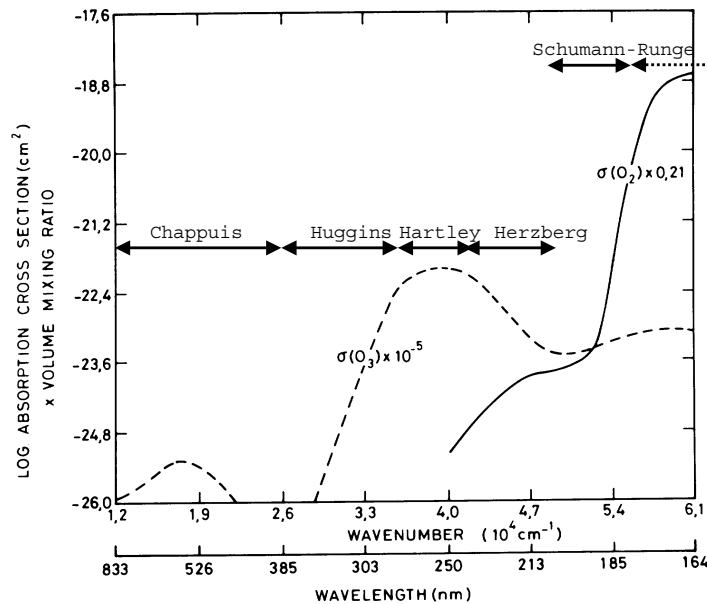
**Abbildung 3.4:** (a) Spektrale Verteilung der Absorption verschiedener atmosphärischer Gase von der Erdoberfläche bis Unendlich. Untere Abbildung: gemeinsamer Effekt aller Gase. (b) Eindringtiefe der solaren UV-Strahlung in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Die angegebene Höhe entspricht einer Abschwächung um 1/e. Die Hauptabsorber und Ionisierungsgrenzen sind ebenfalls angegeben. (Brasseur und Solomon, 1984)

Durch die Stoßreaktion zwischen einem Sauerstoffatom und einem Ozonmolekül kommt es zur Ozonzerstörung:



In der Stratosphäre stellt sich ein photochemisches Gleichgewicht zwischen Ozonbildung (Gl. 3.35) und Ozonzerstörung (Gl. 3.41) ein. Dieser Zyklus wird nach seinem Entdecker Chapman-Zyklus genannt (Chapman, 1930), ist höhenabhängig und in der mittleren Stratosphäre am wichtigsten. Ozon ist wie fast alle drei- und mehratomigen Moleküle, auch ohne Beteiligung von chemischen Reaktionen „strahlungsaktiv“. Es absorbiert und emittiert IR-Strahlung im Bereich von 9,6 und 14,1 µm. Dieser Effekt wird durch bestimmte Vibrationszustände des Moleküls verursacht. Ozon emittiert außerdem, genau wie andere Spurengase, elektromagnetische Strahlung im Mikrowellenbereich. Dies ist auf Übergänge zwischen Rotationszuständen des Moleküls zurückzuführen (vgl. auch Abb. A.2). Auf die katalytischen Ozonzerstörungsprozesse, welche vielfältiger und komplexer als die Bildungsprozesse sind, wird hier nicht eingegangen.

Die stärkste Erwärmung (im Mittel ca. 12 Kelvin pro Tag (K/d)) findet man aufgrund der Absorption von Ozon in Stratopausenhöhe (50 km) (siehe Abb. 3.3b). Die Ozonabsorption von UV-Strahlung in den Hartley (243.902-277.778 nm) und Huggins (277.778-362.500 nm) Bändern stellt die Hauptwärmequelle der Stratosphäre und Mesosphäre dar (Brasseur und Solomon, 1984) (vgl. auch Abb. 3.4b und 3.5) und führt zu einer maximalen Erwärmung von 18 K/d in der Nähe des Sommerpols. Die Absorption von molekularem Sauerstoff und Ozon im Herzberg Kontinuum (206.186-243.902 nm) trägt nur geringfügig zur Erwärmung der Stratosphäre bei, genauso wie die schwache Absorption von Sauerstoff in der Mesosphäre. Oberhalb von 75-80 km Höhe trägt die Absorption durch molekularen Sauerstoff (vgl. auch Abb. 3.4 und 3.5) in den Schumann-Runge Bändern (175-205 nm) und im Schumann-Runge Kontinuum



**Abbildung 3.5:** Relativer Beitrag von Ozon und Sauerstoff zur atmosphärischen Absorption für Wellenlängen zwischen 164 und 833 nm (Brasseur und Solomon, 1984). Die Abbildung wurde durch die Kennzeichnung der einzelnen Absorptionsbanden ergänzt.

(125-175 nm) zur Erwärmung beiträgt und spielt eine bedeutende Rolle für den atmosphärischen Wärmehaushalt in der unteren Thermosphäre (Abb. 3.3b,c). Die starke Erwärmung durch Ozonabsorption im Stratopausenbereich wird ausgeglichen durch eine maximale Abkühlungsrate in derselben Höhe aufgrund von IR-Emission (15  $\mu\text{m}$  Strahlungsbande<sup>10)</sup>) von Kohlenstoffdioxid (Abb. 3.3a und Abb. 3.4). Die IR-Emission von Ozon im 9,6  $\mu\text{m}$  Band liefert einen weiteren Beitrag zur IR-Abkühlung in der Mittleren Atmosphäre. Im Mittel befindet sich die Stratosphäre also im Strahlungsgleichgewicht (Abb. 3.3c). In der Troposphäre hingegen dominiert Wasserdampf<sup>11)</sup> und trägt durch die Emission langwelliger Strahlung (im 6,3  $\mu\text{m}$  Band) zu einer Nettoabkühlung von 1 K/d bei, während in der unteren Stratosphäre eine geringfügige Erwärmung durch Ozonabsorption im IR-Bereich zu erkennen ist (Abb. 3.3a). In der unteren Stratosphäre wird die Absorption von sichtbarem Licht durch Ozon in den Huggins und Chappuis (362.500-852.500 nm) Banden wichtig (vgl. auch Abb. 3.5) genauso wie die Ozonabsorption im Chappuis Band in der Troposphäre, die sogar zu Photodissoziation am Erdboden führt.

In der Mesosphäre und unteren Thermosphäre ergeben sich mit Ausnahme der Mesopausenregion, in der die  $\text{CO}_2$ -Emission dominiert und zu einer Nettoabkühlung führt, im globalen Mittel Nettoerwärmungsraten aufgrund der Absorption von solarer Strahlung durch  $\text{O}_3$  und  $\text{O}_2$  (Abb. 3.3c). Ob die Mesosphäre tatsächlich vom Strahlungsgleichgewichtszustand abweicht oder ob die berechneten Nettoerwärmungsraten auf ungenügende Approximationen oder Unsicherheiten, wie z. B. die verwendeten spektroskopischen Daten, die Temperaturverteilung oder die Bestimmung der Absorbermenge, in den Strahlungsmodulen zurückzuführen ist, lässt sich auch im Hinblick auf die Größenordnung der Ergebnisse nicht eindeutig sagen (vgl. Andrews et al., 1987).

<sup>10)</sup> Da  $\text{CO}_2$  ein linear symmetrisches Molekül ist, hat es keine Rotationsbanden und absorbiert maximal im Bereich von 2, 3 und 4  $\mu\text{m}$  und im Bereich von 13-17  $\mu\text{m}$  (Peixoto und Oort, 1992).

<sup>11)</sup> Wasserdampf hat eine einzige Rotationsbande, die bei 14  $\mu\text{m}$  anfängt und ein Maximum bei 65  $\mu\text{m}$  hat, sowie einige Schwingungs-Rotationsbanden im Bereich von 1-8  $\mu\text{m}$  (Peixoto und Oort, 1992).

Die Temperaturänderung mit der Zeit aufgrund von Absorptionprozessen (diabatische Heizrate  $Q_{diab}$ <sup>12)</sup>, engl. „heating rate“) erhält man durch Integration der vertikalen Strahlungsflussdivergenz über alle Frequenzen (Brasseur und Solomon, 1984):

$$Q_{diab} = \frac{dT}{dt} = \frac{\cos \theta}{\rho c_p} \int_{\nu} \frac{dF_{s,\nu}}{dz} d\nu. \quad (3.42)$$

Der ankommende solare Fluss, bei dem nur die Effekte der Absorption von  $O_3$  und  $O_2$  berücksichtigt sind, ist gegeben durch:

$$F_{s,\nu} = F_{s,\nu}(\infty) e^{-\sigma(O_3) \int_z^{\infty} n(O_3) dz' + \sigma(O_2) \int_z^{\infty} n(O_2) dz'} \sec \theta, \quad (3.43)$$

und damit abhängig von der Absorberkonzentration  $n$ , dem Absorptionsquerschnitt  $\sigma$  und dem Sonnenzenitwinkel  $\theta$ . Für die Erwärmungsrate (Gl. 3.42) ergibt sich also:

$$Q_{diab} = \frac{dT}{dt} = \frac{1}{\rho c_p} [n(O_3) \int_{\nu} \sigma(O_3) F_{s,\nu} d\nu + n(O_2) \int_{\nu} \sigma(O_2) F_{s,\nu} d\nu]. \quad (3.44)$$

Bei einer Parametrisierung der atmosphärischen Heizraten, die im Folgenden für das Strahlungsmodul des FUB-CMAM beschrieben wird, ist insbesondere auch die starke Wellenlängenabhängigkeit der Absorptionsquerschnitte (vgl. Abb. 3.5) zu berücksichtigen. Diese spektroskopischen Daten sind allerdings mit Unsicherheiten behaftet, die wiederum die Genauigkeit der Strahlungsparametrisierung beeinflussen.

### 3.2.2 Strahlungsmodul

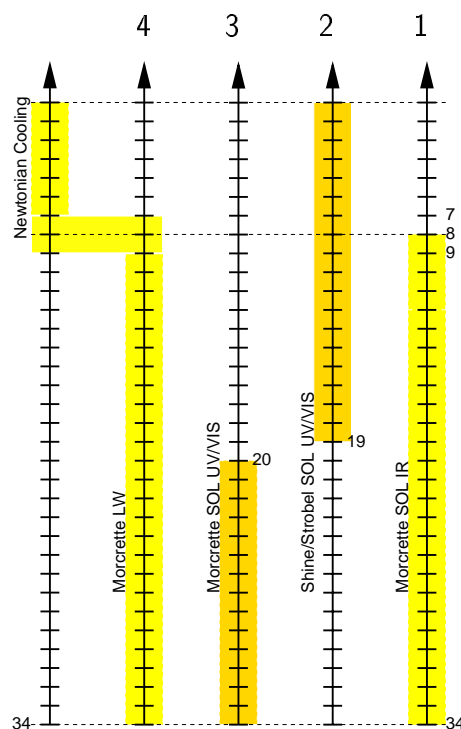
Das FUB-CMAM enthält eine umfassende Strahlungsparametrisierung in der Troposphäre und Mittleren Atmosphäre, die im Vergleich zum ECHAM Modell besonders in der Mittleren Atmosphäre eine verfeinerte Auflösung der Spektralbereiche, die für größere Höhen wichtig sind, enthält (z. B. Langematz, 2000) (siehe Tab. 3.1). Im langwelligen Spektralbereich wird für die Absorption und Emission durch  $O_3$ ,  $CO_2$  und  $H_2O$  das Morcrette-Schema (Morcrette, 1991) unterhalb von Modellfläche 7 verwendet (1. und 4. Strahl von rechts in Abb. 3.6). Im Morcrette Schema wird für die Berechnung der langwelligen Strahlungsflüsse eine Breitband-Fluss-Emissionsmethode mit sechs spektralen Intervallen für  $CO_2$ ,  $H_2O$ ,  $O_3$  und Aerosole benutzt. Zusätzlich ist die Streuung und Absorption von Wolken eingeschlossen. In der Mesosphäre, oberhalb von 60 km Höhe (62,5 km  $\equiv$  Fläche 6), wird die Abkühlung der Atmosphäre durch die Emission von IR-Strahlung durch einen „Newtonian Cooling“-Ansatz approximiert, der für numerische Stabilität sorgt<sup>13)</sup> (linker Strahl in Abb. 3.6). Durch lineare Relaxation wird die Temperatur zu einem vorgegebenen Referenzprofil (im FUB-CMAM wird die CIRA-Klimatologie benutzt) hingezogen (Dickinson, 1973).

<sup>12)</sup>Diabatische Prozesse sind durch eine lokale Änderung gekennzeichnet, wie z. B. die hier beschriebene Temperaturänderung aufgrund von Strahlungsabsorption. Ein anderes Beispiel ist die Freisetzung latenter Wärme in der Troposphäre. Adiabatische Temperaturänderungen findet man, wenn Divergenzen und/oder Konvergenzen auftreten, also bei Vertikal- bzw. Horizontalbewegungen von Luftmassen.

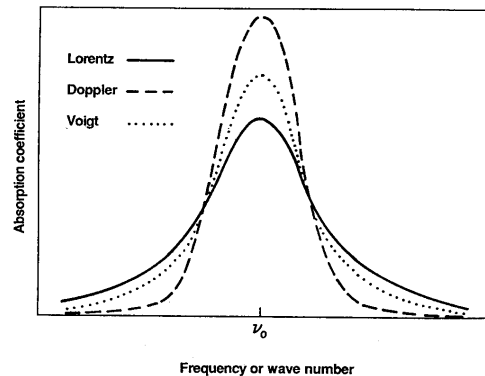
<sup>13)</sup>Kleine Fehler in der Temperatur könnten bei der Verwendung der Approximation für die langwelligen Strahlungsflüsse (Gl. 3.45), die proportional zu  $T^4$  ist, sehr groß werden.

Band	Gas	Wellenlänge (nm)	alte Spektral- intervalle	neue Spektral- intervalle
Morcrette (1991)				
<b>SW</b>	O <sub>3</sub>	250 - 4000	2	2
WMO (1986)/ Shine&Rickaby(1989)				
<b>Herzberg Kont.</b>	O <sub>2</sub> /O <sub>3</sub>	206.186 - 243.902	2	15
<b>Hartley Band</b>	O <sub>3</sub>	243.902 - 277.778	2	10
<b>Huggins Band</b>	O <sub>3</sub>	277.778 - 362.500	3	18
<b>Chappuis Band</b>	O <sub>3</sub>	362.500 - 852.500	1	1
Strobel (1978)				
Schumann-Runge Kontinuum	O <sub>2</sub>	125 - 175	3	3
SR Band	O <sub>2</sub>	175 - 205	1	1

**Tabelle 3.1:** Übersicht der alten und neuen Spektralbanden im kurzwelligen Strahlungsschema des FUB-CMAM. Die für die durchgeführten Modellexperimente angepassten Strahlungsbereiche sind dick gedruckt (deutsche Version von Tab. 1 aus: Matthes et al., 2004).



**Abbildung 3.6:** Schematische Übersicht des im FUB-CMAM verwendeten Strahlungsschemas. Modellschichten vom Oberrand des Modelles (Modellschicht 1) bis zum Erdboden (Modellschicht 34) mit der jeweils verwendeten Strahlungsroutine für die verschiedenen Höhen- und Wellenlängenbereiche.



**Abbildung 3.7:** Lorentz-, Doppler- und Voigt-Linienprofile für gleiche Halbwertsbreiten und Linienstärken (Andrews et al., 1987).

Im kurzwelligigen Spektralbereich wird in der Troposphäre und Stratosphäre unterhalb von 18 km ( $p < 70$  hPa; Modellflächen 20-34) ebenfalls das Morcrette-Schema mit einem Zweistromverfahren von Fouquart und Bonnel (1980) verwendet, welches mit der Photonenweglängen-Methode die kurzwelligigen Strahlungsflüsse in zwei Spektralbanden im UV/VIS (250-680 nm) und im nahen IR Bereich (680-4.000 nm) berechnet (3. Strahl von rechts in Abb. 3.6). Die Parametrisierung berücksichtigt die Absorption und Streuung durch die Gase  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$  und Aerosole. In der mittleren Atmosphäre oberhalb von 18 km werden die Temperaturtendenzen durch die Absorption solarer Einstrahlung an  $\text{O}_3$  und  $\text{O}_2$  in acht Spektralintervallen von 206,186–852,500 nm (siehe Tab. 3.1) mit der Parametrisierung von Shine und Rickaby (1989) und für Wellenlängenbereichen von 125–175 nm nach dem Modell von Strobel (1978) für  $\text{O}_2$  berechnet (2. Strahl von rechts in Abb. 3.6). Beide genannten Verfahren berechnen die Schwächung des an der Atmosphärenobergrenze ankommenden spektralen solaren Strahlungsflusses in der Atmosphäre durch die Hauptabsorberbanden der Gase in Abhängigkeit von der Absorberkonzentration und dem Sonnenstand (vgl. Abschnitt 3.2.1). Die Strahlungsflüsse aus dem Shine und Rickaby (1989) (SR)-Schema werden in 70 hPa an das entsprechende spektrale Intervall des Fouquart und Bonnel (1980) (FB)-Schemas übergeben und die rückgestreuten Strahlungsflüsse des FB-Schemas gehen wiederum als untere Randbedingung in das SR-Schema ein. Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Sonnenexperimente wurde die Parametrisierung der kurzwelligigen Strahlungsflüsse modifiziert (siehe Abschnitt 3.2.3).

### Absorptionslinienbreite

Durch die Kollision von emittierenden und nichtemittierenden Molekülen oder den Dopplereffekt (engl. „Doppler broadening“)<sup>14)</sup> kann es zu einer Verbreiterung der Spektrallinien von Emissions- und Absorptionsspektren kommen. Zur Beschreibung der Linienbreite unterhalb von 30 km wird das sogenannte Lorentz-Profil benutzt, bei dem die Halbwertsbreite der Spektrallinie direkt proportional zum Druck und indirekt proportional zur Wurzel aus der Temperatur ist. In der oberen Stratosphäre und Mesosphäre wird der Dopplereffekt allerdings so wichtig, dass beide Verbreiterungsprozesse (Druck- und Doppler-Verbreiterung) in Betracht

<sup>14)</sup> Die Moleküle, die sich mit einer Geschwindigkeit  $v$  auf einen Beobachter zu oder von ihm wegbewegen, scheinen bei höheren bzw. niedrigeren Frequenzen zu emittieren (Peixoto und Oort, 1992).

gezogen werden müssen und das sogenannte Voigt-Profil seine Anwendung findet (siehe Abb. 3.7). Ein Vergleich von Lorentz- und Doppler-Linienprofil (Abb. 3.7) zeigt, dass bei gleicher Halbwertsbreite und Linienintensität die Doppler-Verbreiterung zu einer stärkeren Absorption in der Nähe des Linienzentrums führt, während die Absorption beim Lorentz-Profil in den Flügeln stärker ist. In einem Höhenbereich zwischen 50 und 70 km ist der Einfluss von Druck- und Doppler-Verbreiterung ungefähr gleichbedeutend, weshalb das Voigt-Linienprofil in der IR Morcrette-Strahlung des FUB-CMAM eingebaut worden ist.

Die strahlungsbedingte Erwärmungsrate  $Q_{diab}$  berechnet sich aus der vertikalen Strahlungsflussdivergenz (vgl. Gl. 3.42), wobei die Strahlungsflüsse aus der Lösung der SÜG (Abschnitt 3.2.1) gewonnen werden. Die Lösung der SÜG ist allerdings sehr rechenzeitintensiv und wird daher nicht für jeden Zeitschritt, sondern nur alle zwei Stunden in sogenannten „full-radiation steps“ an jedem Gitterpunkt durchgeführt. Um die Änderung der Temperatur und des Sonnenzenitwinkels für jeden Zeitschritt zu berücksichtigen, definiert man eine effektive Emissivität  $\epsilon_e$  und Transmission  $\tau_e$ , aus denen man den langwelligen Strahlungsfluss  $F_t$  und solaren Strahlungsfluss  $F_s$  zum aktuellen Zeitschritt erhält:

$$F_t = \epsilon_e \pi B(T), \quad (3.45)$$

$$F_s = \tau_e S_0, \quad (3.46)$$

wobei  $B(T)$  die von der aktuellen Temperatur abhängige Planck Funktion ist und  $S_0$  der mit dem Sonnenzenitwinkel variierende solare Fluss am Oberrand der Atmosphäre. Die kurzwelligen Strahlungsflüsse werden zu jedem Zeitschritt aus  $\tau_e$  und dem aktuellen Sonnenzenitwinkel berechnet, die langwelligen Strahlungsflüsse aus  $\epsilon_e$  und der aktuellen Temperatur.  $\epsilon_e$  und  $\tau_e$  werden nur alle zwei Stunden neu berechnet und zwischendurch konstant gehalten. Die Bestimmung der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse ( $F_s$  und  $F_t$ ) erfolgt in jeder Modellschicht. Die vertikale Divergenz der Flüsse (vgl. auch Gl. 3.42) besagt, wieviel Strahlung in einer Schicht absorbiert wurde und ist proportional zur Erwärmungsrate  $Q_{diab,z}$  in dieser Schicht:

$$Q_{diab,z} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial (F_s + F_t)}{\partial z}. \quad (3.47)$$

Die beschriebenen Modellparametrisierungen stellen eine Verbesserung der Modellklimatologie dar, die in Langematz und Pawson (1997) beschrieben wurde. Eine realistischere Berechnung der Strahlungsflüsse wurde durch die Einführung des Voigt-Linienprofiles und durch das Anheben der Newtonian-Cooling-Parametrisierung von vorher 30 km auf nun 60 km Höhe erzielt (Langematz, 2000). Durch die Verbesserung der zugrundeliegenden Physik konnte die Modellklimatologie verbessert werden, welche vorher zu hohe Temperaturen in der Polarregion im Winter aufwies („warm-bias“) und nun wie alle anderen GCMs, einen „cold-bias“ besitzt (z. B. Pawson et al., 2000) (vgl. auch Abschnitt 3.4).



Spektralbereich	alt (Shine und Rickaby, 1989)	neu (WMO, 1986) (nm)
Herzberg: 206,186–243,902 nm (WMO Band 18-32)	$Q_{Hz} = F_1$ $(\sigma(O_2)_1[O_2] + \sigma(O_3)_1[O_3])$ $\times e^{-(\sigma(O_2)_1 N_2 + \sigma(O_3)_1 N_3)}$ $+ F_2(\sigma(O_2)_2[O_2] + \sigma(O_3)_2[O_3])$ $\times e^{-(\sigma(O_2)_2 N_2 + \sigma(O_3)_2 N_3)}$	1. 206,5–208,5 2. 208,5–210,5 3. 210,5–212,5 4. 212,5–215,5 5. 215,5–217,5 6. 217,5–219,5 7. 219,5–222,5 8. 222,5–224,5 9. 224,5–227,5 10. 227,5–229,5 11. 229,5–232,5 12. 232,5–235,5 13. 235,5–237,5 14. 237,5–240,5 15. 240,5–243,5
Hartley: 243,902–277,778 nm (WMO Band 33-42)	$Q_{Ha} = [O_3] \sum_{i=1}^2 \sigma_i F_i e^{-\sigma_i N_3}$	1. 243,5–246,5 2. 246,5–249,5 3. 249,5–252,5 4. 252,5–256,5 5. 256,5–259,5 6. 259,5–262,5 7. 262,5–266,5 8. 266,5–270,5 9. 270,5–273,5 10. 273,5–277,5
Huggins: 277,778–362,5 nm (WMO 43-60)	$Q_{Hu} = [O_3] \sum_{i=1}^3 \sigma_i F_i e^{-\sigma_i N_3}$	1. 277,5–281,5 2. 281,5–285,5 3. 285,5–289,5 4. 289,5–294,5 5. 294,5–298,5 6. 298,5–302,5 7. 302,5–307,5 8. 307,5–312,5 9. 312,5–317,5 10. 317,5–322,5 11. 322,5–327,5 12. 327,5–332,5 13. 332,5–337,5 14. 337,5–342,5 15. 342,5–347,5 16. 347,5–352,5 17. 352,5–357,5 18. 357,5–362,5
Chappuis: 407,5–852,5 nm (WMO Band 70-158)	$Q_{Ch} = [O_3] \sigma F e^{-\sigma N_3}$	–

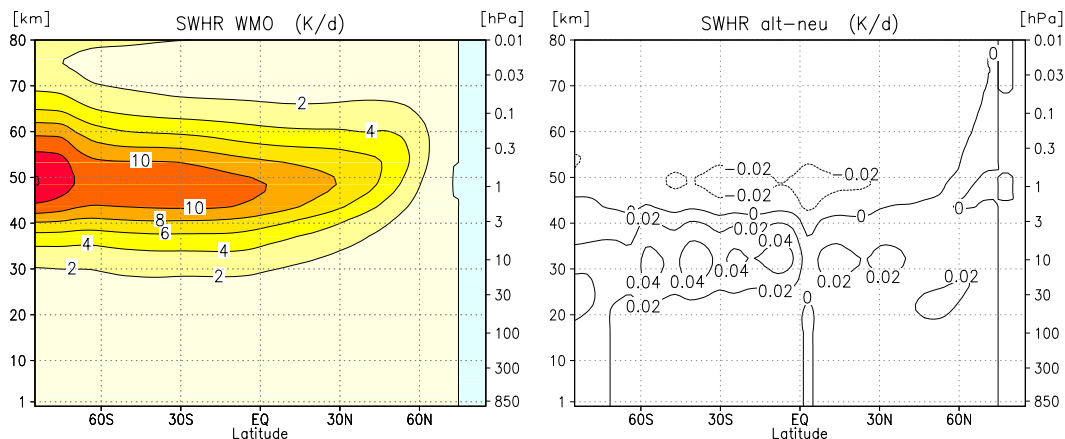
**Tabelle 3.2:** Vergleich der alten Shine und Rickaby (1989) und der neuen Strahlungsparametrisierung nach WMO (1986).

### 3.2.3 Weiterentwicklung des Strahlungsmoduls

Für die Simulation des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus mit dem FUB-CMAM ist eine Anpassung der kurzwelligen Strahlungsflüsse notwendig. Prinzipiell müsste der solare Fluss am Oberrand der Atmosphäre für Sonnenfleckmaximum- und -minimumbedingungen dafür nur über die entsprechenden Wellenlängenintervalle des Strahlungsschemas integriert und zu den Flüssen dazuaddiert bzw. von diesen subtrahiert werden. Wie man anhand von Tab. 3.1 sieht, gibt es beispielsweise für die Herzberg- und Hartley-Bande zwei und für die Hugginsbande sogar drei Unterintervalle. Die Rekonstruktion dieser Unterintervalle war nicht möglich und führte gemeinsam mit der Notwendigkeit bei der Berechnung von Strahlungsflüssen eine hohe spektrale Auflösung zu verwenden zu einer neuen Parametrisierung der Wellenlängenbereiche für die Herzberg-, Hartley- und Hugginsbanden unter Verwendung der optischen Parameter aus WMO (1986). Die ursprüngliche Parametrisierung von Shine und Rickaby (1989) stützte sich ebenfalls auf die im WMO-Bericht angegebenen Werte. Da die Absorptionsquerschnitte von  $O_2$  und  $O_3$  sehr stark wellenlängenabhängig sind (vgl. Abb. 3.5), wurden die Unterintervalle des WMO-Berichtes übernommen. Dies führte im kurzwelligen Bereich zu einer verfeinerten Auflösung von vorher 8 auf nun 44 Wellenlängenintervalle (siehe Tab. 3.1). Eine verfeinerte Auflösung für die Chappuis-Bande wurde ebenfalls getestet, allerdings nach einer Abwägung der benötigten Rechenzeit gegenüber der Effektivität der besseren Auflösung wieder verworfen. Bevor mit der Experimentengestaltung für die Sonnenexperimente angefangen wurde, wurde die verfeinerte Auflösung des kurzwelligen Spektralbereiches für die Herzberg-, Hartley-, Huggins- und Chappuis-Bande implementiert und getestet. In Tab. 3.2 sind die alte und neue Parametrisierung gegenübergestellt. Den entsprechenden Spektralbereich erkennt man an der linken Spalte, zusätzlich ist die Nummerierung der Bandenbereiche aus dem WMO-Bericht angegeben. In der mittleren Spalte ist die Parametrisierung der Heizraten  $Q^{15)}$  mit den jeweiligen Unterintervallen nach Shine und Rickaby (1989) angegeben (vgl. auch Tab. 3.1). In die Berechnung der Heizraten gehen die Teilchenkonzentration von zweiatomigem Sauerstoff und Ozon in  $cm^{-3}$  ( $[O_2]$ ,  $[O_3]$ ) sowie die dazugehörigen totalen Säulendichten in  $cm^{-2}$  ( $N_2$ ,  $N_3$ ), der Absorptionsquerschnitt  $\sigma$  in  $cm^2/Molekül$  und der solare Fluss am Oberrand der Atmosphäre  $F$  in  $W/m^2$  ein (vgl. Abschnitt 3.2.1). In der Herzbergbande sind die überlappenden Absorptionsbanden von Ozon und Sauerstoff berücksichtigt. Für die neue Parametrisierung nach WMO (1986) wurde die Anzahl der spektralen Unterintervalle für die einzelnen Banden erhöht, wobei die Grenzen der Unterintervalle in der rechten Spalte von Tab. 3.2 angegeben sind. Der Rechenzeitverbrauch hat sich mit der verfeinerten Auflösung für einen Monat von vorher 4,7 cpuh auf 5,6 cpuh, also um ca. 20% gesteigert. Der Test mit einer verfeinerten Auflösung in der Chappuis-Bande sowie einer genaueren Parametrisierung der Strobel-Banden ergab einen Anstieg des Rechenzeitverbrauches auf fast 10 cpuh pro Modellmonat und wurde unter anderem (vgl. auch Abschnitt 3.3.1) deshalb wieder verworfen.

Mit der neuen Strahlungsparametrisierung wurden eine Reihe von kurzen Testintegrationen durchgeführt. Da sich die kurzwellige Erwärmungsrate schon nach einigen Zeitschritten eingestellt hat, war es ausreichend das Modell jeweils nur einen knappen Monat (20 Tage) zu integrieren. Abb. 3.8 gibt einen Überblick über die Genauigkeit der verfeinerten neuen Strahlungsparametrisierung im Vergleich zur ursprünglichen von Shine und Rickaby (1989). Die Abweichungen zwischen den beiden Parametrisierungen sind minimal ( $\pm 0,02$  bis  $0,04$  K) und

<sup>15)</sup>Um die Heizrate in Kelvin pro Sekunde zu erhalten, werden die Werte von  $Q$  noch mit  $10^2/(\rho c_p)$  multipliziert (Shine und Rickaby, 1989);  $\rho$  ist die Dichte der Luft und  $c_p$  die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck;  $10^2$  sorgt für eine Konvertierung der Flussdivergenz von  $cm^{-1}$  in  $m^{-1}$ .



**Abbildung 3.8:** Links: Absolutwert der kurzwelligen Erwärmungsrate (SWHR) nach der neuen Parametrisierung (basierend auf WMO (1986)) für den Bereich der alten Shine und Rickaby (1989) Parametrisierung, Isolinienabstand: 2 K/d. Rechts: Differenz zwischen der alten und neuen Parametrisierung für diesen Bereich, Isolinienabstand: 0,002 K/d.

zeigen, dass die neue, verfeinerte Parametrisierung richtig eingebaut wurde und daher ohne Probleme für die geplanten Sonnenexperimente benutzt werden kann. Shine und Rickaby (1989) geben in ihrer Veröffentlichung einen Vergleich zwischen der WMO (1986) Referenzberechnung und ihrer Parametrisierung an, der im Bereich von  $+0,02$  und  $+0,04$  K in der tropischen und subtropischen oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre liegt und damit vergleichbar zu den Differenzen in Abb. 3.8 ist. In den hohen Breiten der Sommerhemisphäre treten Unterschiede zwischen  $+0,04$  und  $-0,08$  K auf. Für das Strobel-Schema wurde ebenfalls ein Test mit einer feiner aufgelösten Parametrisierung gemacht, um die Änderungen der Strahlungsflüsse für den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auch für diese Wellenlängenbereiche einbauen zu können. Dieser Test ergab jedoch einen größeren Unterschied zwischen alter und neuer (feiner aufgelöster) Parametrisierung als die Änderung, die man zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum bekommen würde. Deswegen wurde auf eine verfeinerte Auflösung in diesen Wellenlängenbereichen verzichtet. Bereits Strobel (1978) weist in seiner Veröffentlichung der Strahlungsparametrisierung daraufhin, dass die Genauigkeit der Parametrisierung um  $\pm 20\%$  schwankt und somit größer ist als die Variabilität des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus (vgl. Abschnitt 1.5.2).

Die Verfeinerung der kurzwelligen Strahlungsparametrisierung stellt eine wesentliche Verbesserung für die Repräsentation des Strahlungstransfers in der Mittleren Atmosphäre dar und wird in solcher Form in anderen GCMs wegen des hohen Rechenzeitverbrauches nicht verwendet. Für das FUB-CMAM wurde ein Kompromiss zwischen Rechenzeit und Genauigkeit der Parametrisierung gewählt, um die notwendige Verfeinerung einbauen zu können.

Nachdem einige Teile des kurzwelligen Strahlungsschemas für die Durchführung der Sonnenexperimente nachvollzogen, erweitert und getestet wurden, konnte mit der eigentlichen Vorbereitung der Sonnenexperimente begonnen werden.

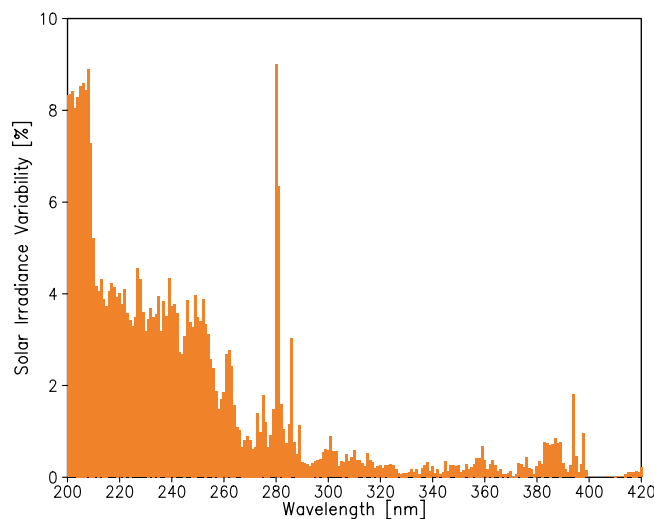
### 3.3 Experimentbeschreibung

Um den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus im FUB-CMAM simulieren zu können, wurden sowohl die kurzwelligen Strahlungsflüsse (und damit die kurzwelligen Erwärmungsraten) als auch die Ozonverteilung für Sonnenfleckmaximum und -minimum Bedingungen angepasst. Es wurde eine Reihe von verschiedenen Gleichgewichtsläufen, d.h. Integrationen unter konstanten Sonnenfleckmaximum bzw. -minimum Bedingungen durchgeführt, die in Tab.3.3 aufgelistet sind. Ein realistischer, sich zeitlich ändernder 11-jähriger Sonnenfleckenzyklus ist im Moment aufgrund von immer noch begrenzten Computerkapazitäten nicht möglich, da man mindestens 100 Modelljahre für eine statistische Auswertung bräuchte. Alle Experimente wurden mit einem Jahres- und Tagesgang integriert und benutzten klimatologische Monatsmittel der Meeresoberflächentemperaturen (AMIP I: 1979-1994), so dass variable Phänomene wie ENSO hier keine Berücksichtigung finden.

Alle in Tabelle 3.3 genannten Modellexperimente wurden auf einem Vektorrechner (Cray J932, crassus), die Auswertungen zum Teil auf dessen Vorrechner (SUN SPARCstation Ultra-60, ufer), und ein anderer Teil auf dem neuen Parallelrechner des Höchstleistungs-Rechnerverbundes Nord (HLRN) am Konrad-Zuse-Zentrum für Informationstechnik Berlin (ZIB) durchgeführt. Da der Vektorrechner des ZIBs im Juli 2002 außer Betrieb genommen und durch einen Parallelrechner ersetzt wurde, konnten die letzten vier Experimente leider nur 15 Jahre integriert werden. Das FUB-CMAM ist in Cray-Fortran programmiert und damit zur Zeit auf keiner anderen als einer Cray-Maschine lauffähig. Die beiden ersten Experimentenpaare sind im Rahmen des EU-Projektes SOLICE (Solar Influences on Climate and the Environment) entstanden, während sich die vier letzten Experimente als Folgearbeit aus den ersten Simulationen ergaben.

Experimentname	Wind in äquatorialer unterer Stratosphäre	Strahlung und Ozon	Länge der Integration (Jahre)
kwsomax	schwach Ost	Maximum	20
kwsomin	schwach Ost	Minimum	20
kwqbomax	künstlich West	Maximum	20
kwqbomin	künstlich West	Minimum	20
kwmawqbof	West	Maximum	15
kwmiwqbof	West	Minimum	15
kwmaeqbof	Ost	Maximum	15
kwmieqbof	Ost	Minimum	15

**Tabelle 3.3:** Übersicht der verschiedenen ausgewerteten Experimentenpaare (jeweils Sonnenfleckmaximum und -minimum) mit dem FUB-CMAM (Version: T21L34). Die Anordnung der Experimente von oben nach unten kennzeichnet gleichzeitig die zeitliche Abfolge ihrer Durchführung.



**Abbildung 3.9:** Prozentuale Strahlungsänderungen während eines 11-jährigen Sonnenfleckenzklus für den Wellenlängenbereich von 200 bis 420 nm, der bei den Modellexperimenten geändert wurde (Daten von Lean et al., 1997) (Fig. 3 aus Labitzke und Matthes, 2003).

### 3.3.1 Strahlungsflussänderungen

Erst seit kurzer Zeit kann man den 11-jährigen Sonnenfleckenzklus realistischer in GCMs modellieren, da man seit der Satellitenära genauere und wellenlängenabhängige Messungen der solaren Einstrahlung hat (siehe auch Abschnitt 1.5.2 sowie Tab. 1.5). Basierend auf Satellitenbeobachtungen für September 1986 (Sonnenfleckennminimum) und November 1989 (Sonnenfleckennmaximum), wurden die Variationen der spektralen Einstrahlung im Wellenlängenbereich von 119,5 bis 419,5 nm abgeschätzt (Auflösung von 1 nm) und von J. Lean zur Verfügung gestellt (vgl. auch Abschnitt 1.5.2). Die spektralen Flüsse für Sonnenfleckennmaximum und -minimum Bedingungen wurden für die entsprechenden Wellenlängenintervalle der neuen Strahlungsparametrisierung (vgl. Tab. 3.2) integriert und jeweils die Hälfte ihrer absoluten Differenzen zu den ursprünglichen Flüssen addiert für Maximum- bzw. subtrahiert für Minimumbedingungen. Die vorgegebenen Änderungen sind in Abb. 3.9 prozentual dargestellt. Es wurden zwei separate Experimente für das Sonnenfleckennmaximum und -minimum durchgeführt (Tab. 3.3), um ein zusätzliches Kontrollexperiment mit der neuen Strahlungsparametrisierung zu vermeiden. Andere Modellgruppen nahmen oft einen bereits existierenden Kontrolllauf als Minimumexperiment und führten eine Simulation für Maximumbedingungen durch. Für die weitere Auswertung der Experimente spielt das aber keine Rolle, da man sich nur für die Differenzen zwischen dem Maximum- und dem Minimumexperiment interessiert und die hier durchgeführten Experimente gut mit Simulationen von anderen Gruppen übereinstimmen (Matthes et al., 2003). Für die Wellenlängen von 200 bis 420 nm wurden die solaren Strahlungsflussänderungen nach Lean et al. (1997) eingebaut und damit die für die kurzwelligen Erwärmungsraten der Stratosphäre besonders wichtigen Spektralbereiche berücksichtigt<sup>16)</sup>. Änderungen in der Absorption des sichtbaren Lichtes an der Erdoberfläche wurden somit vernachlässigt, da die festen Meeresoberflächentemperaturen sowieso eine realistische

<sup>16)</sup>Für die Chappuis-Bande konnten die Strahlungsflussänderungen nur für die ersten beiden Banden berechnet werden, so dass der solare Fluss in der Chappuis-Bande nur geringfügig geändert wurde.

Simulation dieses Effektes überdecken. Für kürzere Wellenlängen ( $<200$  nm) wurden keine Strahlungsflussänderungen eingebaut, da sich beim Test des Strobel-Schemas, mit welchem diese Wellenlängen parametrisiert sind, keine signifikanten Unterschiede ergaben. Außerdem ist die Absorption von molekularem Sauerstoff im Bereich der Modelldomäne nicht ganz so wichtig wie weiter oben. Im SW-Morcrette Schema wurden keine Änderungen eingebaut, da die geänderten Strahlungsflüsse aus dem Shine und Rickaby (1989)-Schema dort einfließen. Die Lyman-alpha Linie, in der die solare Variabilität mit dem 11-jährigen Zyklus bis zu 60% betragen kann, ist nicht im Strahlungsmodul enthalten, da diese Effekte nur für die Mesosphäre und Thermosphäre von Bedeutung sind und bei einem Modellbereich bis 83 km Höhe vernachlässigt werden können. Um konsistent zu den spektralen Änderungen des solaren Flusses zu sein, wurde der Wert der Solarkonstanten im Modell ( $1367 \text{ W/m}^2$ ) ebenfalls für Sonnenfleckenmaximum und -minimum Bedingungen angepasst (vgl. auch Abschnitt 1.5.2).

### 3.3.2 Ozonänderungen

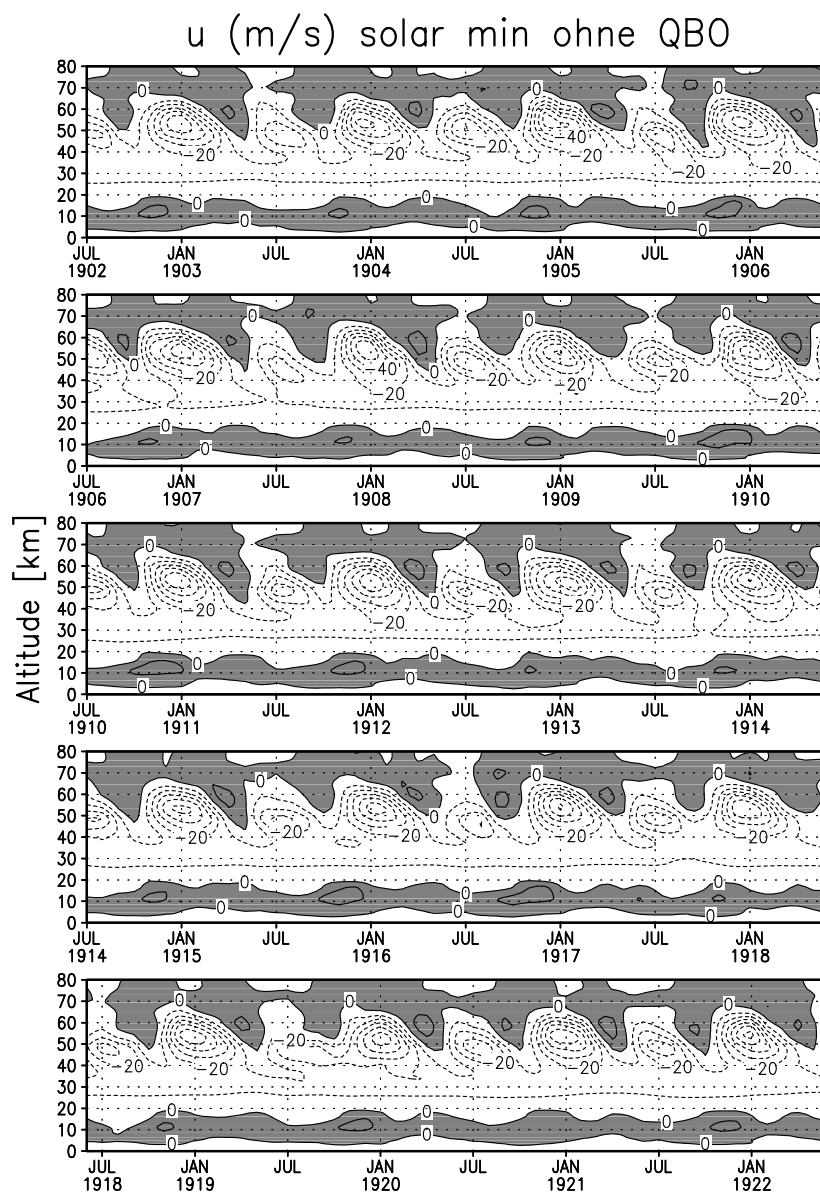
Die hier benutzte Version des FUB-CMAM verlangt die Vorgabe einer Ozonklimatologie (aktualisierte Version von: Fortuin und Langematz, 1994), welche für die Sonnenexperimente entsprechend angepasst wurde. Die prozentualen Ozonänderungen aufgrund der geänderten Sonneneinstrahlung im Sonnenfleckenmaximum und -minimum nach Lean et al. (1997) wurden offline mit einem voll interaktiven zwei-dimensionalen Strahlungs-Chemie-Transport Modell am Imperial College in London berechnet und von J. Haigh zur Verfügung gestellt (Haigh, 1994) (siehe Abb. 2.11). Diese prozentualen Ozonänderungsfelder wurden auf das Gitter des FUB-CMAM interpoliert und auf das klimatologische Ozonfeld addiert bzw. von diesem subtrahiert, um eine Ozonklimatologie für Sonnenfleckenmaximum und eine weitere für Sonnenfleckenminimum Bedingungen zu konstruieren. Die Problematik dieser berechneten Ozonänderungsverteilung im Vergleich zu anderen Modellen und Beobachtungen wurde bereits in Abschnitt 2.4.2 erläutert.

Die hier verwendeten Strahlungsfluss- und Ozonänderungsdaten sind identisch zu denen, die im Rahmen eines internationalen Modellvergleiches GCM-Reality Intercomparison Project for SPARC (GRIPS) von verschiedenen Modellierungsgruppen benutzt wurden (z. B. Matthes et al., 2003).

### 3.3.3 Anpassung der äquatorialen Winde

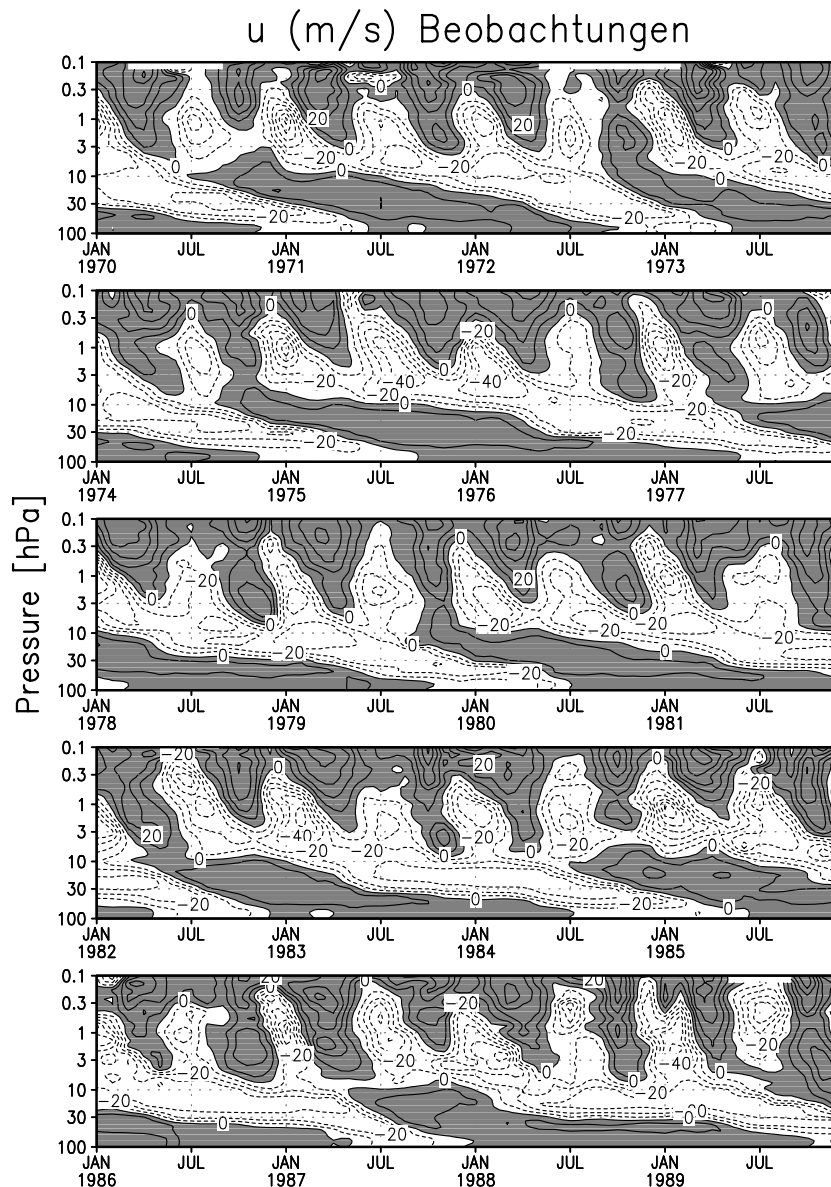
Im klimatologischen Mittel ist das FUB-CMAM, genau wie andere GCMs (z. B. Pawson, 1992; Pawson et al., 2000), nicht in der Lage, eine realistische quasi-zweijährige Schwingung des äquatorialen Windes (QBO) zu reproduzieren, sondern zeigt im Mittel schwache Ostwinde in der äquatorialen unteren Stratosphäre (Abb. 3.10). Eine Erhöhung der Standardauflösung T21L34 entweder in der Vertikalen (L70) oder der Horizontalen (T42) reichte noch nicht aus, um eine interne QBO im FUB-CMAM zu erzeugen (Nissen, 1998; Krüger, 2002). Neuere Arbeiten zeigen, dass für eine spontane Entwicklung einer Modell-QBO eine Schwerewellenparametrisierung, eine ausreichende räumliche Auflösung sowie eine realistische Simulation tropischer Konvektion notwendig sind (z. B. Scaife et al., 2000a; Giorgetta et al., 2002). Trotz einer fehlenden Modell-QBO ist das FUB-CMAM in der Lage, die stratosphärische halbjährliche Schwingung des äquatorialen Windes (SAO) zu simulieren (Müller et al., 1997), wie in Abb. 3.10 zu sehen ist. Bei einem Vergleich der Abb. 3.10 (Modell) mit den Beobachtungen

(Abb. 3.11) fallen einige Unterschiede auf. Als allererstes sieht man deutlich, dass in der unteren Stratosphäre im Modell Ostwinde vorherrschen, während man in Beobachtungen einen Wechsel von Ost- und Westwinden, die QBO, erkennen kann. In der oberen Stratosphäre erkennt man sowohl in Beobachtungen als auch im Modell die SAO. Die Charakteristika der SAO werden im Modell gut wiedergegeben: maximale SAO-Ostwindphasen findet man im Januar und Juli, wobei die stärkere Phase im Januar auftritt, maximale SAO-Westwindphasen treten im Oktober und April/Mai auf, wobei die letztere ebenfalls geringfügig stärker ist. Die Absolutwerte der SAO sind im Modell für die Ostwindphasen allerdings zu stark (im Modell werden  $-50$  bis  $-60$  m/s erreicht, in Beobachtungen im Vergleich dazu nur  $-40$  m/s) und für die Westwindphasen zu schwach ( $+10$  m/s im Vergleich zu den beobachteten Werten von bis zu  $20$  m/s und mehr).



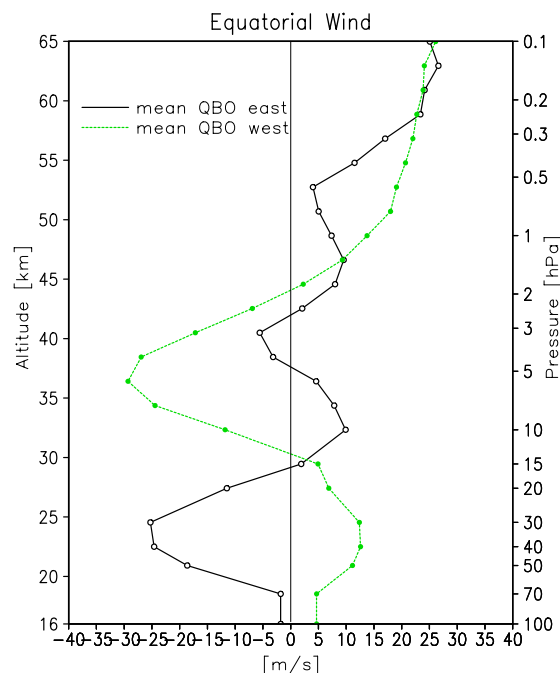
**Abbildung 3.10:** Zeitreihe der Monatsmittel des zonal gemittelten zonalen Windes am Äquator (gemittelt von  $2,8^{\circ}\text{S}$  bis  $2,8^{\circ}\text{N}$ ) von 0-80 km (1000-0,01 hPa) für die 20 Jahre des kwsomin-Experimentes, Isolinienabstand: 10 m/s, Westwinde sind grau gefärbt.

Um die beobachtete Wechselwirkung zwischen QBO/SAO und dem Sonnenfleckenzyklus im Modell nachzuvollziehen, wurde eine systematische Reihe von Modellexperimenten (vgl. Tab.3.3) durchgeführt. Im ersten Experimentenpaar (kwsomax und kwsomin) wurden nur die Strahlungs- und Ozonänderungen eingebaut, im Mittel stellt sich ein schwacher Ostwind in der äquatorialen unteren Stratosphäre ein. Diese Experimente können als Experimente ohne QBO angesehen werden. In einem weiteren Schritt wurde das Modell mit einer künstlichen QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre (24-28 km) mit einer Stärke von +25 m/s nach Balachandran und Rind (1995) für Sonnenfleckenmaximum und -minimum Bedingungen integriert (kwqbmox und kwqbomin). Mit dieser künstlichen QBO, die von Nissen (1998) implementiert wurde, ist bereits der „Holton und Tan Mechanismus“ im FUB-CMAM untersucht worden (Weber, 2000). Da die beiden ersten Experimentenpaare gewisse Diskrepanzen zu Beobachtungen zeigten, wie im Folgenden noch eingehend diskutiert wird, wurde in einem letzten Schritt eine Anpassung an realistischere Windprofile aus Raketendaten (Gray et al., 2001b) (Abb. 3.11) über die gesamte Höhe der Stratosphäre implementiert und getestet (kwmaeqbof/kwmieqbof, kwmaeqbof/kwmiwqbof).



**Abbildung 3.11:** Zeitreihe der Monatsmittel des zonalen Windes am Äquator von 100 bis 0,1 hPa (16-64 km) von 1970-1989. Die Messungen basieren auf Radiosonden- und Raketenmessungen, Isolinienabstand: 10 m/s, Westwinde sind grau gefärbt Gray et al. (2001a).





**Abbildung 3.12:** Mittleres QBO-Ost- und -Westprofil aus Raketendaten (Fig. 1 aus Matthes et al., 2004).

Bei der Auswahl der Radiosondenprofile wurde auf folgende Dinge besonders Wert gelegt:

1. Stark ausgeprägte QBO (Ost- bzw. Westphase) in unterer Stratosphäre zwischen 30 und 50 hPa,
2. Zonaler Wind in 70 hPa hat die gleiche Richtung wie in 50 und 30 hPa, aber entgegengesetzte Richtung in 10 hPa, dies gewährleistet das Vorhandensein einer Scherzone, die sich im Mittel bei 10 hPa befindet (Naujokat, 1986).

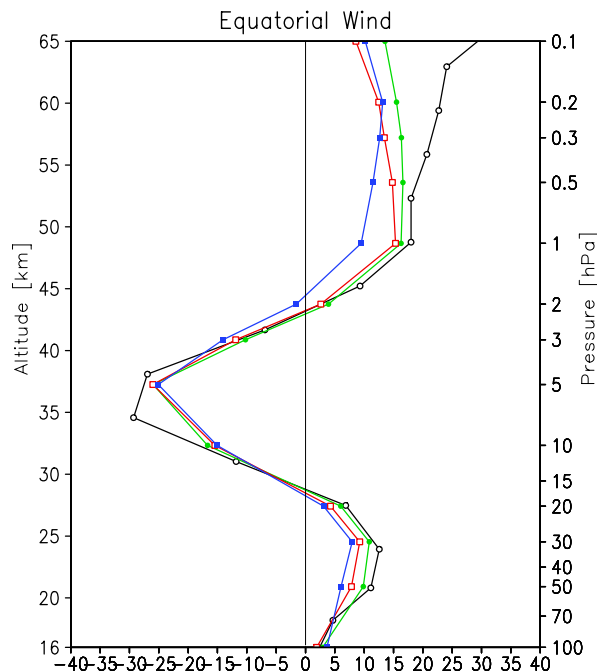
Diese beiden Kriterien wurden in Anlehnung an Giorgetta (1996) ausgewählt.

3. Ausgeprägte SAO-Westphase in oberer Stratosphäre,
4. Je zwei Jahre im Sonnenfleckennminimum (QBO Ost: 1974, 1984; QBO West: 1975, 1985).

Die je zwei<sup>17)</sup> Radiosondenprofile für QBO-Ost- (-West-) Bedingungen in der unteren Stratosphäre wurden zuerst über den drei Monatszeitraum von September bis November gemittelt, um kleinskalige Schwankungen zu glätten und eine Beeinflussung der äquatorialen Stratosphäre durch den nordhemisphärischen Winter auszuschließen. Danach wurde noch einmal über die jeweils ausgewählten Profile für QBO Ost und West gemittelt, um ein mittleres Windprofil für QBO-Ost- (-West-) Bedingungen in der unteren Stratosphäre und einer SAO-Westphase in der oberen Stratosphäre zu erhalten (Abb. 3.12).

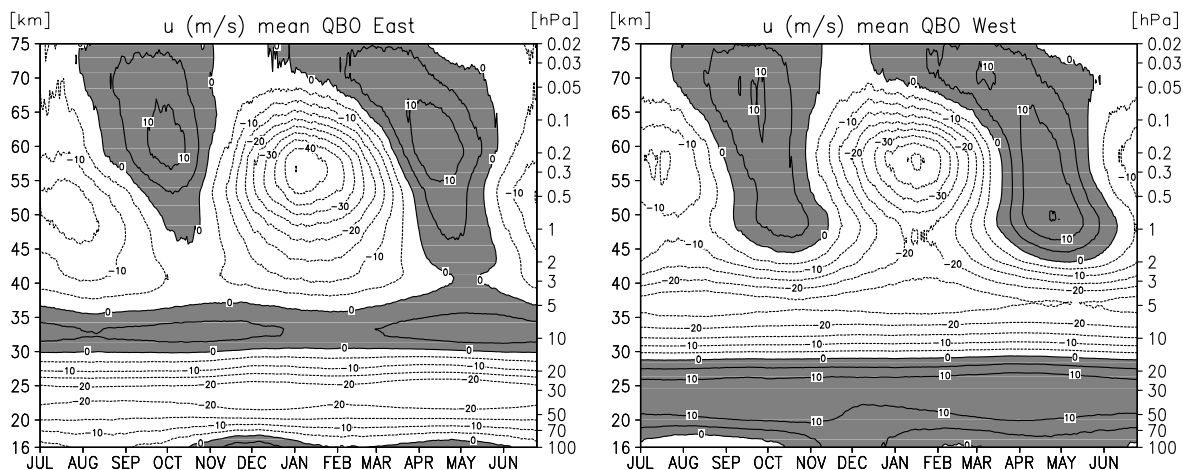
Es wurde besonders darauf geachtet, dass beide idealisierten QBO-Profile eine SAO-Westphase in der oberen Stratosphäre haben, um bei einer Relaxation eine Abschwächung der zu starken

<sup>17)</sup> Die Auswahl von je zwei Profilen pro QBO-Phase erfolgte nach gründlicher Durchsicht der Daten, um sich nicht nur auf ein einziges zufällig ausgewähltes Jahr zu beziehen.



**Abbildung 3.13:** Äquatoriale QBO-West-Windprofile für die Originaldaten (schwarz) und verschiedene getestete Zeitkonstanten für ein April-Monatsmittel verschiedener einjähriger Testintegrationen: 10 (grün), 20 (rot) und 30 Tage (blau).

SAO-Ostphasen und eine Verstärkung der SAO-Westphasen im Modell zu erreichen. Es wurden nur Jahre im Sonnenfleckennminimum ausgewählt, um eine solare Vorkonditionierung zu verhindern. Die Anpassung des zonal gemittelten zonalen Windes an die beiden konstruierten idealisierten Windprofilen wurde durch eine Erweiterung der vorhandenen Relaxation, die auf Balachandran und Rind (1995) basiert, realisiert. Dazu wurde die ursprüngliche Relaxation in der Vertikalen von 18,4 bis 34,5 km auf nun 66,0 km Höhe erweitert und der feste Windwert (+25 m/s für  $kwqbomax/kwqbomin$ ) durch einen höhenabhängigen Windwert (Abb. 3.12) ersetzt. An der Breitenabhängigkeit der Relaxation, die über dem Äquator zentriert ist und zu beiden Seiten von  $24.9^{\circ}N$  bis  $24.9^{\circ}S$  mit einer Gauss-Verteilung abnimmt, wurden keine Änderungen vorgenommen. Die ursprüngliche Zeitkonstante von 30 Tagen wurde nach ausgiebigen Tests mit Zeitkonstanten von 10, 20 und 30 Tagen sowie einer höhenabhängigen Zeitkonstanten (Abb. 3.13) durch eine Zeitkonstante von 20 Tagen ersetzt. Die ausgewählte Zeitkonstante ist zwar relativ langsam, sorgt aber dafür, dass die äquatorialen Winde (nur das zonale Mittel) zu realistischeren Werten hingezogen werden, um aufgelösten äquatorialen Wellen (z. B. Nissen et al., 2000) weiterhin die Möglichkeit der Ausbreitung zu gewährleisten. Abb. 3.13 macht deutlich, warum die 20-tägige Zeitkonstante ausgewählt wurde. Der mit 20 Tagen relaxierte Wind liegt zwischen dem mit 10 Tagen (Originalprofil am ähnlichsten) und dem mit 30 Tagen relaxierten. In der oberen Stratosphäre weichen die Profile mit den getesteten Zeitkonstanten stärker voneinander ab als in der unteren Stratosphäre und als Kompromiss wurde die 20-tägige Zeitkonstante ausgewählt. Die Testintegration mit der 10-tägigen Zeitkonstante zeigte eine ungewöhnlich hohe Variabilität in der Nordpoltemperatur der unteren Stratosphäre (eine starke Erwärmung im ersten Monat der Integration), die zu unrealistisch erschien. Beide idealisierten Windprofile führten zu einer Abschwächung der starken SAO-Ostwinde und einer Verstärkung der zu schwachen SAO-Westwinde und somit zu einer realistischeren SAO.



**Abbildung 3.14:** Klimatologischer äquatorialer Wind für eine mittlere QBO-Ostphase in der unteren Stratosphäre (links) und eine mittlere QBO-Westphase (rechts), Westwinde sind grau gefärbt (Fig. 2 aus Matthes et al., 2004).

Die Zeitserie der klimatologischen äquatorialen Winde nach der Anpassung an die QBO-Ost- und -Westprofile ist in Abb. 3.14 gezeigt. Deutlich zu erkennen ist, dass sich die Westwindphasen verstärkt ( $>10$  m/s) und die Ostwindphasen abgeschwächt haben (maximal ca.  $-40$  m/s). Damit ist eine realistischere Repräsentation der Modell-SAO gelungen.

Natürlich sind auch diese Experimente immer noch sehr idealisiert, indem sie weder einen realistischen Phasenwechsel der QBO noch ein zeitliches Absinken der verschiedenen Windregime berücksichtigen. Mit der beschriebenen Struktur der Modellexperimente kann also hauptsächlich der Einfluss der tropischen auf die hohen Breiten untersucht werden. Denn die Anpassung an feste äquatoriale Windprofile führt zu einer geringeren Variabilität in der tropischen Stratosphäre und einer künstlichen Unterdrückung von eventuell durch Zirkulationsänderungen auf der Winterhemisphäre entstehenden Signalen. Um die Wechselwirkung zwischen tropischen und hohen Breiten und eine mögliche Modulation der QBO durch den Sonnenfleckenzyklus (vgl. Abschnitt 2.4.1) genauer untersuchen zu können, ist eine sich im Modell selbstständig einstellende QBO notwendig. Dafür könnte man anstelle der Relaxation zu einem bestimmten Wert oder Profil eine aus Beobachtungsdaten realistisch assimilierte QBO implementieren (z. B. Giorgetta, 1996). Bisher wurde diese Assimilation allerdings nur bis in eine Höhe von 10 hPa in Klimamodelle eingebaut<sup>18)</sup> und die SAO damit nicht berücksichtigt. Wie in den folgenden Kapiteln gezeigt werden wird, führt die für diese Arbeit implementierte Anpassung an beobachtete tropische Windprofile zu entscheidenden Simulationsverbesserungen des Sonnensignales in den hohen Breiten der Nordhemisphäre, die in dieser Form mit einem GCM bisher noch nicht erzielt werden konnten.

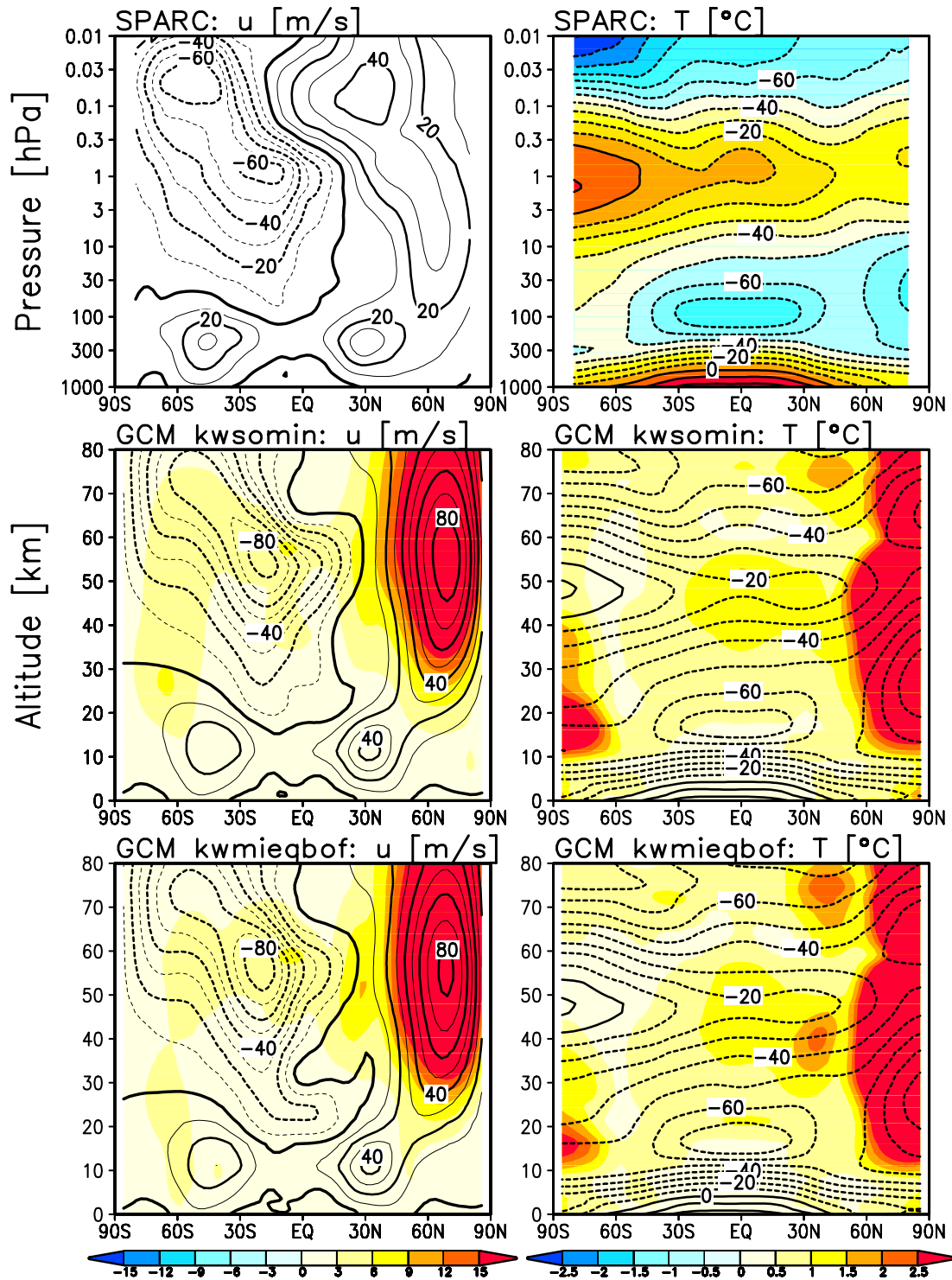
<sup>18)</sup> Am Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) in Oberpfaffenhofen wird z. B. gerade eine transiente Simulation für die Zeit von 1960 bis 2000 durchgeführt, in der sowohl die Änderungen beobachteter Spurengaskonzentrationen als auch die Variabilität der Solarstrahlung sowie eine Assimilation zu einer QBO berücksichtigt werden. Die 39-Flächenversion von ECHAM4 endet allerdings in 10 hPa (32 km), so dass wichtige Prozesse in der Stratosphäre und Mesosphäre nicht berücksichtigt werden.

## 3.4 Stärken und Schwächen des Modelles

Das Berliner Modell ist in der Lage, verschiedene Aspekte der natürlichen Variabilität zu simulieren (z. B. Langematz und Pawson, 1997; Braesicke, 1998; Nissen, 1998; Nissen et al., 2000; Weber, 2000; Krüger, 2002; Langematz, 2002). Es enthält zum Beispiel Kelvin-Wellen, Rossby-Schwerewellen und Schwerewellen in der tropischen Stratosphäre (Nissen, 1998; Amodei et al., 2001). Wellen, deren vertikale Wellenlänge kleiner als 14 km ist, können allerdings in der hier verwendeten L34-Version nicht aufgelöst werden. Das bedeutet, dass kleinskalige Schwerewellen, die sehr wichtig für die stratosphärischen und mesosphärischen Schwingungen (QBO und SAO) sind, nicht dargestellt werden (Nissen, 1998). Stratosphärenerwärmungen können mit dem Modell ebenfalls simuliert werden (Erlebach et al., 1996; Braesicke und Langematz, 2000; Yoden et al., 1999; Weber, 2000; Krüger, 2002). Mit dem FUB-CMAM wurden unter anderem auch Studien zum Ozonloch sowie des Beitrages von stratosphärischem Ozonverlust und Anstieg der Treibhausgase, insbesondere CO<sub>2</sub> untersucht (Langematz, 2002; Langematz et al., 2003c). Dabei stellte sich heraus, dass das FUB-CMAM im Vergleich mit anderen Modellen sehr sensibel auf die geänderten Spurengaskonzentrationen reagiert und damit den Beobachtungen am nächsten kommt (Shine et al., 2003).

Im Folgenden werden die Klimatologien der Sonnenfleckennminimum-Experimente ohne QBO (kwsomin) und mit einer relaxierten QBO-Ostphase (kwmieqbof) untereinander sowie mit Beobachtungen verglichen. Wie bereits kurz erwähnt wurde, besitzt das FUB-CMAM wie die meisten anderen GCMs einen „cold-bias“ in den polaren Wintertemperaturen (rechte Abb. 3.15). Der Polarnachtstrahlstrom auf der jeweiligen Winterhemisphäre ist dementsprechend stark ausgeprägt und weist zudem nicht die beobachtete äquatorwärtige Neigung auf (linke Abb. 3.15). Die größte Variabilität, erkennbar an der Standardabweichung, ist dadurch auf die mittleren bis hohen Breiten konzentriert. Der Ostwindstrahlstrom auf der jeweiligen Sommerhemisphäre ist nur geringfügig stärker als in Beobachtungen. Der größte Unterschied tritt in der Lage des Windmaximums auf: während das Ostwindmaximum im Modell in den Subtropen der Sommerhemisphäre in etwa 55 km Höhe (0,3 hPa) zu finden ist, befindet sich das Maximum in den Beobachtungen in den mittleren Breiten und einer Höhe von 75 km (0,03 hPa); ein zweites kleineres Maximum ist in etwa in der Höhe des Modellmaximums zu finden. Ein weiterer Unterschied zu Beobachtungen wird in Abb. 3.16 für den Oktober deutlich. Während sich der Westwindstrahlstrom auf der Nordhemisphäre in Beobachtungen gerade aufzubauen beginnt, existiert für das Modell bereits ein sehr starker Strahlstrom. Der Übergang zur Winterzirkulation findet also im Modell früher als in den Beobachtungen statt. Sehr schön zu erkennen ist sowohl in Beobachtungen als auch im Modell die Ostphase der äquatorialen SAO, welche im Januar stärker ausgeprägt ist als im Juli (hier nicht gezeigt), sowie die SAO-Westphase im Oktober, welche im Modell sehr viel geringer als in den Beobachtungen ausfällt<sup>19)</sup> (vgl. auch Abb. 3.10 und 3.14 mit Abb. 3.11). Auf der Südhemisphäre ist der Westwindstrahlstrom noch viel stärker als auf der Nordhemisphäre ausgeprägt und erreicht sehr hohe Werte von bis zu 190 m/s im Juli (nicht gezeigt). Der Übergang zur Sommerzirkulation findet sehr spät statt (z. B. Abb. 3.16), so dass der südhemisphärische Sommer relativ kurz ist. Es sollte an dieser Stelle betont werden, dass der starke südhemisphärische Westwindstrahlstrom und die späte Umstellung zur Sommerzirkulation allgemeine Probleme heutiger GCMs sind und sich

<sup>19)</sup> Dies hängt vermutlich mit dem fehlenden Impuls durch kleinskalige Schwerewellen zusammen, welche im Modell nicht aufgelöst werden (vgl. Nissen, 1998).



**Abbildung 3.15:** Langjähriges klimatologisches Mittel des zonal gemittelten zonalen Windes (links, Isolinenabstand: 10 m/s, farbig schattiert: Standardabweichung) und der zonal gemittelten zonalen Temperatur (rechts, Isolinenabstand: 10 °C, farbig schattiert: Standardabweichung) für den Januar des kwsomin-Experimentes (Mitte) und des kwmieqbof-Experimentes (unten) im Vergleich zur SPARC-Klimatologie (oben) (1992-1997) (Randel et al., 2002b). Die Daten wurden freundlicherweise von Bill Russell zur Verfügung gestellt (persönliche Mitteilung, 2003).

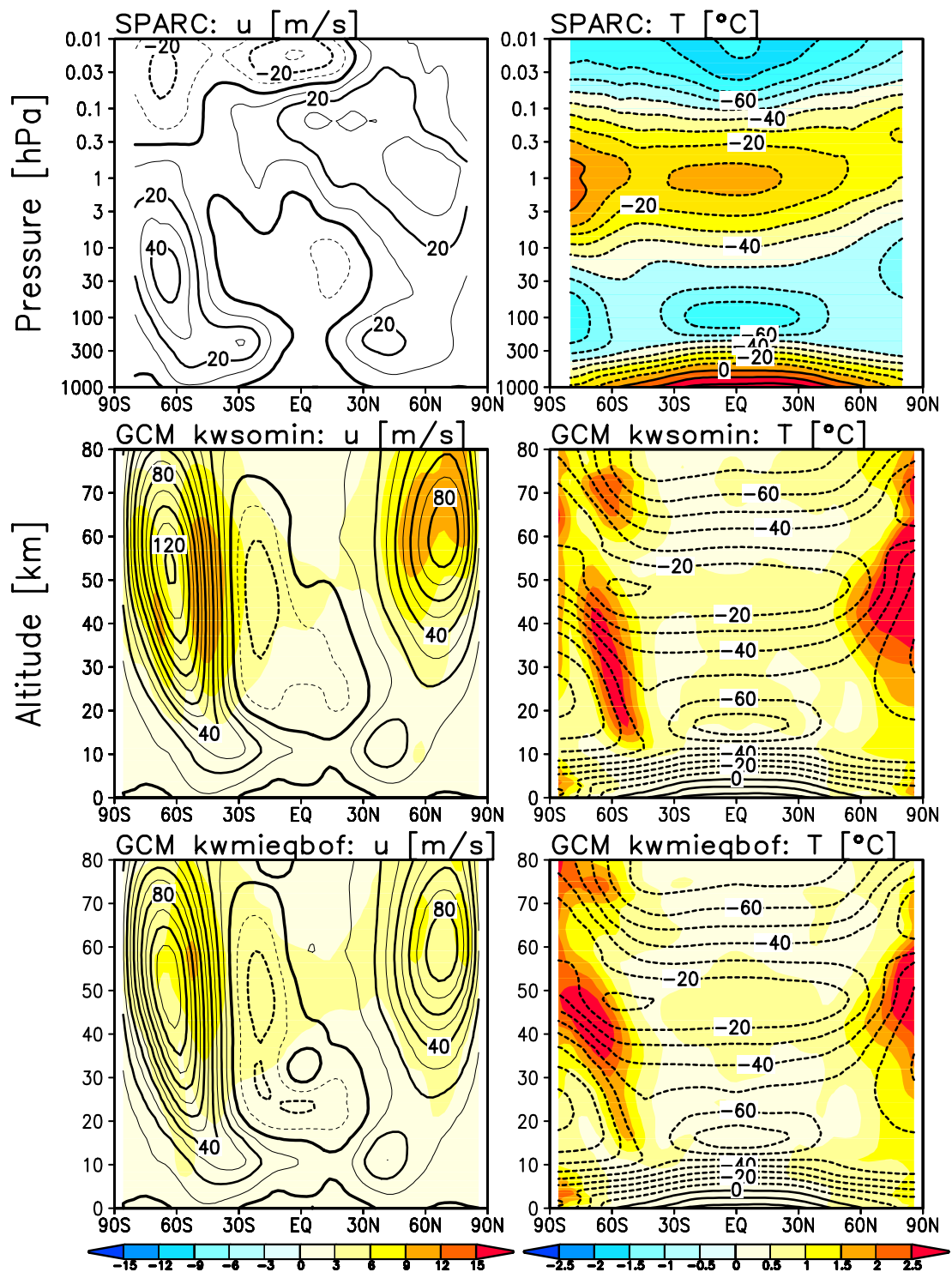
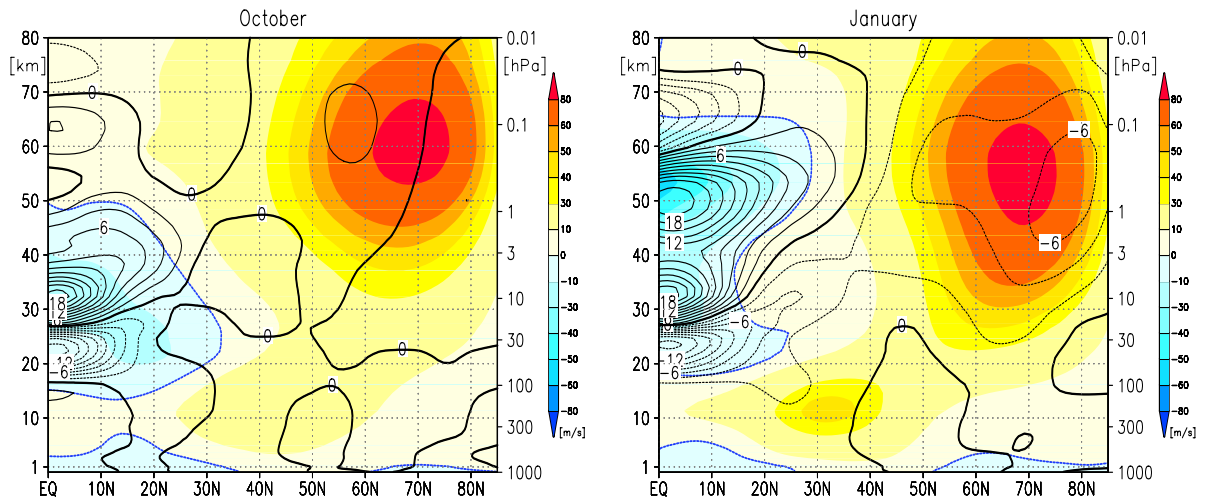


Abbildung 3.16: Wie Abb. 3.15 nur für den Oktober.

auch durch die Hinzunahme einer Schwerewellenparametrisierung nicht deutlich verbessern (z. B. Pawson et al., 2000). Die Hinzunahme einer Schwerewellenparametrisierung wurde für das FUB-CMAM bei dem Einbau des interaktiven Chemiemoduls getestet (z. B. Mieth et al., 2003) und führte tatsächlich zu einer Verbesserung des starken nordhemisphärischen Westwindstrahlstromes, der allerdings immer noch einige Diskrepanzen zu Beobachtungen aufweist. Diese Diskrepanzen sind auf die Probleme der unterschiedlichen Schwerewellenparametrisierungsschemata zurückzuführen (z. B. McLandress, 1998), welche sich durch eine geringe Anzahl von Schwerewellenbeobachtungsdaten erklären lassen (z. B. Schöllhammer, 2002). Da für die Südhemisphäre aufgrund der geringen Anzahl von (Land-)Stationen noch viel weniger Daten als für die Nordhemisphäre existieren, sind besonders die Schwerewellenparametrisierungen für diese Hemisphäre noch im Anfangsstadium. Die hier vorgestellten Experimente wurden ohne eine Schwerewellenparametrisierung durchgeführt, sondern mit einem schwachen linearen Rayleigh-Reibungsansatz, der den Effekt von Schwerewellen grob simuliert, weswegen im Folgenden nicht weiter auf diese Problematik eingegangen wird.

### 3.4.1 Veränderung der Windklimatologie

Die Anpassung an realistischere Windprofile (Abschnitt 3.3.3) führte zu einer sichtbaren Verbesserung der vorhandenen Modell-SAO (vgl. Abb. 3.10 mit Abb. 3.14) und damit zu einer besseren Repräsentation der klimatologischen Winde im Äquatorialbereich. Diese Verbesserungen der äquatorialen Windstruktur sowie die Auswirkungen auf andere Breiten sind in Abb. 3.17 für die Nordhemisphäre für den Oktober (Frühwinter), in dem sich die SAO in einer Westphase befindet und die Atmosphäre sehr sensitiv auf Störungen reagiert (vgl. Abschnitt 2.5.3), und für den Januar, in dem sich die SAO in einer Ostphase befindet, dargestellt. Anhand der Winddifferenzen (Isolinien) zwischen dem Minimum-Experiment mit einer QBO-Ostphase (kwmieqbof) und dem Minimum-Experiment ohne QBO (kwsomin), erkennt man die Änderung der vertikalen Windstruktur am Äquator. Durch die Relaxation wird eine QBO-Ostphase in der unteren Stratosphäre, eine Scherzone mit Westwinden darüber sowie eine Verstärkung der SAO-Westphase im Oktober bzw. eine Abschwächung der SAO-Ostphase im Januar erreicht. Die Änderung des äquatorialen Windprofiles führt aber auch zu Änderungen in den anderen Breiten der Winterhemisphäre (vgl. auch Abb. 3.15 und 3.16). Im Oktober (Abb. 3.16) führt die Anpassung im Äquatorialbereich zu einer Ausdehnung der Westwindzone oberhalb von etwa 40 km und einer Verlagerung der Nullwindlinie, wodurch sich planetarische Wellen im kwmieqbof-Experiment mehr in Richtung Äquator ausbreiten können als im kwsomin-Experiment. Dies führt zu einer Änderung der Variabilität des Westwindstrahlstromes: während man ein Gebiet maximaler Variabilität in den mittleren und hohen Breiten oberhalb des Strahlstrommaximums für das kwsomin-Experiment findet (Abb. 3.16), welches auf eine verstärkte Wellenaktivität in diesem Gebiet zurückzuführen ist (nicht gezeigt), ist die Variabilität im kwmieqbof-Experiment deutlich geringer und mehr in Richtung Äquator konzentriert (Abb. 3.16), da sich planetarische Wellen besser in diesen Bereich ausbreiten und dort die Variabilität beeinflussen können. Diese Verlagerung der Variabilitätsgebiete, die auf veränderte Ausbreitungsbedingungen für planetarische Wellen zurückzuführen sind, findet man auch im Januar (Abb. 3.15). Zusätzlich zu dem Hauptvariabilitätsgebiet in den mittleren und hohen Breiten im Bereich des Westwindmaximums, findet man ein kleineres zweites Variabilitätsmaximum für das kwmieqbof-Experiment in 30°N und 50 km Höhe, welches im kwsomin-Experiment nicht zu finden ist. Warum und wie diese Veränderungen der äquatorialen Windklimatologie zu einer veränderten Repräsentation des Sonnensignales im Modell geführt haben, wird in Kapitel 6 ausführlich diskutiert.



**Abbildung 3.17:** Langjähriges klimatologisches Mittel des zonal gemittelten zonalen Windes im Oktober (links) und Januar (rechts) für das kwsomin-Experiment (farbig; Nullwindlinie in blau hervorgehoben) sowie die Differenz zur Klimatologie des kwmieqbof-Experimentes (Isolinien, Intervall: 2 m/s) von 0 bis 80 km (1000 bis 0.01 hPa) für die Nordhemisphäre.

In den folgenden vier Kapiteln werden die Ergebnisse der verschiedenen in Tab. 3.3 aufgeführten Simulationen vorgestellt und diskutiert. In Kapitel 4 werden zuerst die Ergebnisse des FUB-CMAM für die Simulationen ohne QBO (kwsomin/kwsomax) im Vergleich zu anderen GCM-Simulationen dargestellt, welche an dem internationalen GRIPS-Vergleich beteiligt waren. Im Kapitel 5 werden schließlich die verschiedenen Teile des Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, wie sie in Abb. 2.15 dargestellt sind, mit den vier letzten Experimenten (kwmieqbof/kwmaeqbof und kwmiwqbof/kwmawqbof) nachgeprüft. Im Kapitel 6 wird dann die zusätzliche Rolle der QBO anhand dieser vier Experimente diskutiert. Der Einfluss auf troposphärische Zirkulationsmuster wird schließlich in Kapitel 7 diskutiert.





# Kapitel 4

## Der GRIPS-Vergleich

Dieses Kapitel geht auf die Ergebnisse des internationalen GRIPS- (GCM-Reality Intercomparison for SPARC) Vergleiches für die Sonnenexperimente ein, die bereits kurz in Kapitel 2 (Abschnitt 2.4.2) gezeigt wurden. Die Ergebnisse dieses Vergleiches dienten als Vorstudien zu den in Kapitel 5, 6 und 7 vorgestellten Ergebnissen.

Im Rahmen von GRIPS wurde ein Unterprojekt initiiert und von Dr. K. Kodera koordiniert, um Modellstudien zum Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima unter einheitlichen Vorgaben durchzuführen. Mit diesem Vergleich sollten die sehr widersprüchlichen Ergebnisse verschiedener Modellstudien zum Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus untersucht werden und ihre Diskrepanzen zu Beobachtungsstudien aufgedeckt werden. An den Auswertungen dieses Vergleiches war ich maßgeblich beteiligt (Matthes et al., 2003). Tab. 4.1 zeigt alle an dem GRIPS-Vergleich der Sonnenexperimente beteiligten Gruppen und ihre Modelle. Neben dem NASA Goddard Institute for Space Studies (GISS) in New York (USA), dem Imperial College of Science, Technology and Medicine (IC) in London (UK), dem Meteorological Research Institute (MRI) in Tsukuba (Japan), waren unsere Arbeitsgruppe mit dem FUB-CMAM und die University of Illinois Urbana-Champaign (UIUC, USA) an dem Vergleich beteiligt. In Tab. 4.2 sind die in den Modellen verwendeten Strahlungsschemata sowie Details zu den eingebauten Strahlungs- und Ozonänderungen zu finden. Das UIUC-Modell unterscheidet sich von den anderen Modellen, da es keine Ozonklimatologie besitzt, sondern Ozon interaktiv berechnet wird, und sich der Modelloberrand in einer Höhe von 1 hPa (48 km) befindet. Daher ist dieses Modell in den beiden Tabellen von den anderen Modellen getrennt abgebildet. In Pawson et al. (2000) ist ein Vergleich der Modell-Klimatologien für die Kontrollexperimente sowie ihrer Jahr-zu-Jahr Variabilität zu finden, auf den hier im Detail nicht eingegangen werden soll.

Im Rahmen von GRIPS wurden einheitliche Gleichgewichtssimulationen für je 20 Modelljahre unter konstanten Sonnenfleckenmaximum und -minimum Bedingungen durchgeführt, wie sie bereits für das FUB-CMAM in Abschnitt 3.3 beschrieben wurden. Alle Modelle benutzten die wellenlängenabhängigen Strahlungsflussänderungen von Lean et al. (1997) und Ozonänderungsfelder, mit denen die jeweilige Ozonklimatologie angepasst wurde. Neben den bereits beschriebenen Ozonänderungsfeldern von Haigh (1994) (vgl. Abschnitt 2.4.2), die mit einem 2-D Modell berechnet wurden und in Tab. 4.2 mit „IC“ abgekürzt sind, verwendeten zwei der Modelle ein anderes Ozonänderungsfeld von einer interaktiven Chemieparametrisierung des GISS-Modelles (Shindell et al., 1999), die in Tab. 4.2 mit „GISS“ abgekürzt ist. Die Chemieparametrisierung im GISS-Modell ist in der Lage, Ozonänderungen aufgrund von Strahlungs- und Temperaturänderungen zu berücksichtigen. Allerdings wird Ozon in diesem Modell nicht

Gruppe	Modell/ Referenz	Horizontale Auflösung	Modelloberrand/ Anzahl der Flächen	Schwerewellen
GISS	GISS  Rind et al. (1988a,b)	$8^\circ \times 10^\circ$	0,002 hPa (85 km)/ L23	orographische, konvektive, Scherin- stabilitäten
IC	Unified Modell  Swinbank et al. (1998)	$2,5^\circ \times 3,75^\circ$	0,1 hPa (64 km)/ L58	orographische ( $p > 20$ hPa), MRF*
MRI	MRI/JMA98  Shibata et al. (1999)	T42 ( $2,8^\circ \times 2,8^\circ$ )	0,01 hPa (80 km)/ L45	MRF
FUB	FUB-CMAM  Langematz und Pawson (1997), Pawson et al. (1998), Langematz (2000)	T21 ( $5,6^\circ \times 5,6^\circ$ )	0,0068 hPa (83 km)/ L34	MRF
UIUC	UIUC 24L  Rozanov et al. (2001)	$4^\circ \times 5^\circ$	1 hPa (48 km)/ L24	orographische

**Tabelle 4.1:** Übersicht der am GRIPS-Vergleich der Sonnenexperimente beteiligten Gruppen und ihrer Modelle (deutsche Version von Tab. 1 aus Matthes et al., 2003). \*MRF: Mesosphärische Rayleigh-Reibung.

transportiert und ist daher nicht mit einer sonst verwendeten interaktiven Ozonparametrisierung wie z. B. im UIUC-Modell zu vergleichen.

Die Benutzung gleicher Ausgangsdaten erlaubte einen besseren Vergleich der verschiedenen Modellresultate. Die sich ergebenden Simulationsunterschiede sind also entweder auf die unterschiedlichen Strahlungsparametrisierungen oder auf die unterschiedlichen Modellklimatologien und die sich daraus ergebende unterschiedliche interne Modellvariabilität zurückzuführen. Das japanische Modell (MRI) führte die Modellsimulationen sogar für beide Ozonänderungsfelder (MRI-I und MRI-G) durch. Diese Vorgabe erlaubte zusätzlich die Sensitivität des Modelles bezüglich der vorgegebenen Ozonänderungsfelder zu untersuchen. In Tab. 4.2 wird noch einmal deutlich, dass die im Rahmen dieser Arbeit weiterentwickelte Strahlungsparametrisierung für das FUB-CMAM eine klare Verbesserung gegenüber den Parametrisierungen in anderen Modellen darstellt.

Im Folgenden werden die Ergebnisse für vier Modelle (GISS, IC, FUB, MRI) gezeigt, wobei das MRI-Modell zweimal vertreten ist (MRI-I, MRI-G). Im späteren Verlauf wird zum Vergleich das fünfte Modell (UIUC) hinzugenommen.

Gruppe	SW Strahlungs-parametrisierung	Anzahl der geänderten spektralen Intervalle im SW	Referenz-Ozonklimatologie/Ozonänderungsfeld
GISS	Hansen et al. (1983)	analytische Absorptionsfunktion, 115-900 nm in 5 bis 10 nm Schritten für O <sub>3</sub> , 300-900 nm: 6 Bänder für andere Gase	LIMS Satellitendaten parametrisiertes Ozon  GISS
IC	Edwards und Slingo (1996)	200-23800 nm: 6	Keating et al. (1987) (p<22,5 hPa); sonst: SBUV (McPeters, pers. Mitteilung)  IC
MRI	Briegleb (1992) Shibata und Uchiyama (1994)	250-350 nm: 7 350-700 nm: 7	Wang et al. (1995) (p<0,28 hPa), Keating et al. (1987) (p>0,28 hPa)  GISS & IC (MRI-G), (MRI-I)
FUB	Fouquart und Bonnel (1980), Shine und Rickaby (1989) erweitert, Strobel (1978)	206,2-852,5 nm: 44	Fortuin und Langematz (1994) aktualisiert  IC
UIUC	Chou (1990, 1992) Chou und Lee (1996) Chou und Suarez (1999)	175-700 nm: 8	interaktiv berechnet  –

**Tabelle 4.2:** Übersicht der kurzwelligen (SW) Strahlungsparametrisierungen sowie Details zu den Strahlungs- und Ozonänderungen in den einzelnen Modellen, IC: nach Haigh (1994), GISS: nach Shindell et al. (1999), (deutsche Version von Tab. 2 aus Matthes et al., 2003).

## 4.1 Das Temperatursignal

In Abb. 2.13 (Abschnitt 2.4.2) ist bereits die Diskrepanz des Temperatursignales im Jahresmittel zu Beobachtungen diskutiert worden. Trotz des einheitlichen Auftretens eines starken Temperatursignales in der tropischen und subtropischen Stratosphäre, variiert insbesondere die meridionale Struktur der Signale von Modell zu Modell. Besonders auffällig sind die Unterschiede in den hohen Breiten der Nord- und Südhemisphäre (Abb. 2.13), die vermutlich auf die unterschiedliche interne Modellvariabilität zurückzuführen sind. Bemerkenswert ist auch die unterschiedliche Ausprägung des Temperatursignales für das MRI-Modell, welches mit beiden Ozonänderungsfeldern integriert wurde. In den hohen Breiten der Nordhemisphäre findet

man in der unteren und mittleren Stratosphäre ein entgegengesetztes Temperatursignal für das MRI-I- und das MRI-G-Experiment. Dieses Beispiel verdeutlicht, wie sensibel das Modell auf das vorgegebene Ozonänderungsfeld reagiert und wie unterschiedlich die Simulationsergebnisse in ein und demselben Modell sein können. Aber auch die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen lassen auf die Bedeutung der Modellklimatologie und der Strahlungsparametrisierung schließen. Das UIUC-Modell, welches das Ozon interaktiv berechnete, zeigte keine nennenswerte Verbesserung des simulierten Temperatursignales (nicht gezeigt). Dieses Modell enthält allerdings im Gegensatz zu den anderen Modellen keine Mesosphäre und damit nur eine unvollständige Berücksichtigung von Prozessen in der Mittleren Atmosphäre (vgl. auch Tab. 4.1).

## 4.2 Das Wintersignal

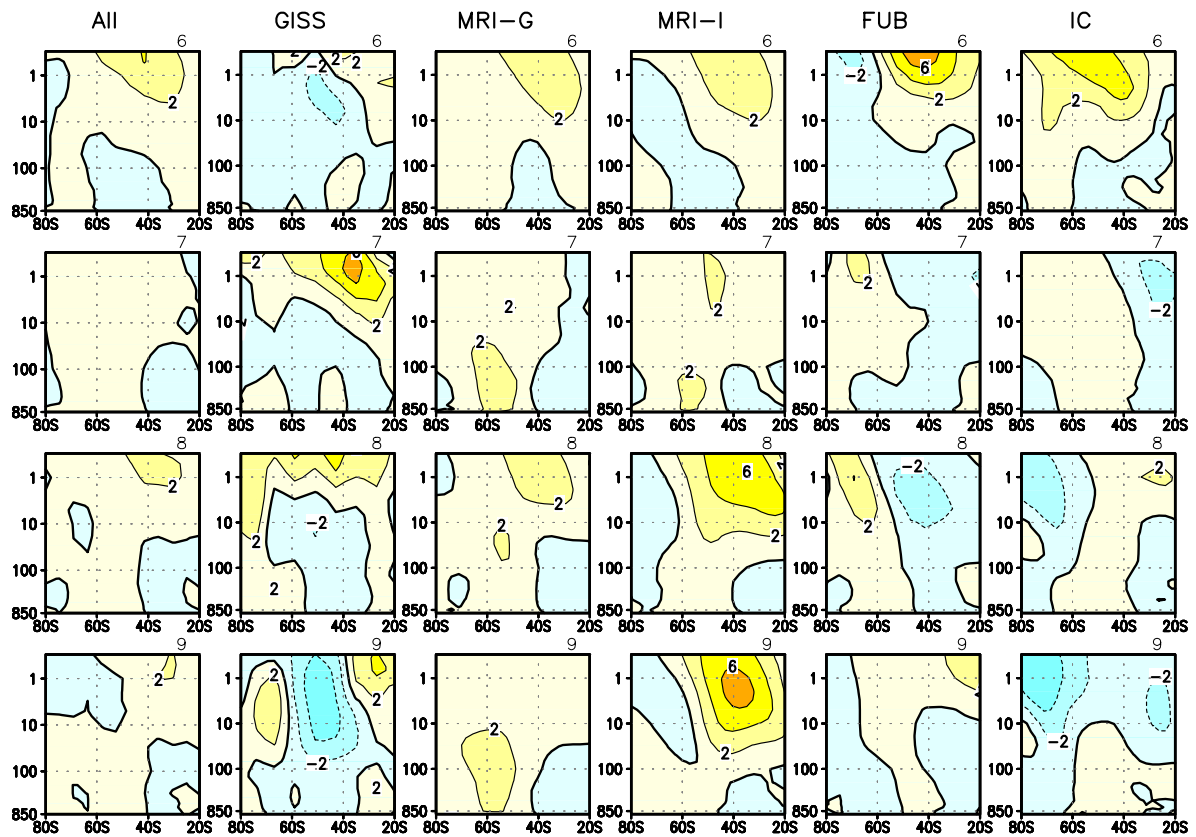
### 4.2.1 Wind

Aufgrund der unterschiedlichen Struktur der zonal gemittelten Temperaturdifferenzen (Abb. 2.13), ergeben sich auch für die zonalen Winddifferenzen auf der Nordhemisphäre (Abb. 2.14) erhebliche Unterschiede zwischen den Modellen. Das GISS-Modell ist das einzige, welches ansatzweise eine polwärtige Abwärtsbewegung der Westwindanomalien von November bis Februar zeigt. Das Auftreten von negativen (Ostwind-) oder positiven (Westwind-) Anomalien in allen anderen Modellen erscheint unsystematisch. Besonders auffällig ist das unterschiedliche und im Februar sogar entgegengesetzte Signal im MRI-Modell für die beiden Ozonänderungsfelder (MRI-I/MRI-G). Trotz der unterschiedlichen Ergebnisse für die einzelnen Modelle erkennt man anhand des mittleren Modell-Signales (Abb. 2.14 „All“) einige Probleme der Modelle im Vergleich zu Beobachtungen. Im Nordwinter werden die beobachteten Zirkulationsänderungen in der Stratosphäre, wie z. B. die polwärtige Abwärtsbewegung der Winddifferenzen zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum (siehe Abschnitt 2.4.1), noch nicht zufriedenstellend simuliert. Die Größenordnung der Winddifferenzen ist in den Modellen sehr viel geringer als in Beobachtungen und die beobachtete starke Variabilität im nordhemisphärischen Frühwinter (Dezember in den Beobachtungen) in der subtropischen oberen Stratopausenregion fehlt in den Modellen (vgl. Abb. 2.5). Im Südwinter (Abb. 4.1) zeigt bisher keines der Modelle eine Übereinstimmung mit den beobachteten Signalen (vgl. Abb. 2.5), wieder besonders deutlich erkennbar an dem mittleren Modell-Signal. Lediglich das FUB-CMAM zeigt in einem Monat (Juni) ein zu Beobachtungen vergleichbares Signal (vgl. auch Kodera et al., 2003), welches in den Folgemonaten allerdings verschwindet.

### 4.2.2 Geopotentielle Höhe

Auch die Differenzen der 30-hPa (24 km) geopotentiellen Höhe im Januar (Abb. 4.2) zeigen die Unterschiede sowohl zwischen den Modellen als auch zu Beobachtungen. Es sollte daraufhingewiesen werden, dass es grundsätzlich schwierig ist, eine stratosphärische Höhe aus Beobachtungen mit exakt dieser Höhe in den Modellen zu vergleichen. Die Modelle zeigen meist einen in der Vertikalen nach oben verschobenen Windstrahlstrom. Ein Vergleich mit den Beobachtungen ist aus diesem Grund nur qualitativ möglich.

Der im Sonnenfleckmaximum um 420 gpm stärkere Polarwirbel und das stärkere Aläutenhoch werden von keinem der Modelle in annähernder Größenordnung wiedergegeben. Im allgemeinen

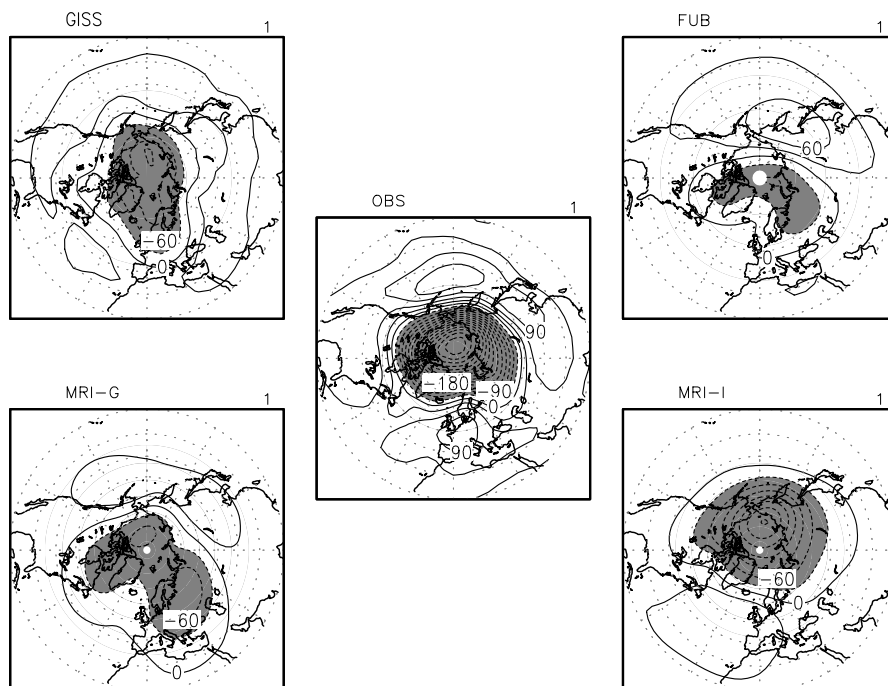


**Abbildung 4.1:** Wie Abb. 2.14 nur für die Südhemisphäre von Juni (6) bis September (9).

simuliert zwar jedes Modell einen stärkeren Polarwirbel, aber die Werte schwanken von Modell zu Modell erheblich. Das FUB-CMAM zeigt ein Welle-1-Muster und ein besonders schwaches Signal im Polarwirbelbereich. Passend zu dem stärkeren Signal in der Ausbildung des Polar-nachtstrahlstromes im MRI-I- im Vergleich zum MRI-G-Experiment, ist auch die Ausbildung des Polarwirbels für das MRI-I-Experiment stärker. Bemerkenswert ist auch das Signal im GISS-Modell, welches in den zonal gemittelten Feldern am besten im Vergleich mit Beobachtungen, in den räumlichen Mustern jedoch sehr viel schlechter abschneidet. Die räumlichen Muster der Differenzen auf der Südhemisphäre werden von keinem der Modelle wiedergegeben (nicht gezeigt). Allerdings wird der prinzipielle Unterschied in der Stärke der hemisphärischen Signale reproduziert: die Signale sind auf der Nordhemisphäre aufgrund der stärkeren Wellenaktivität stärker als auf der Südhemisphäre.

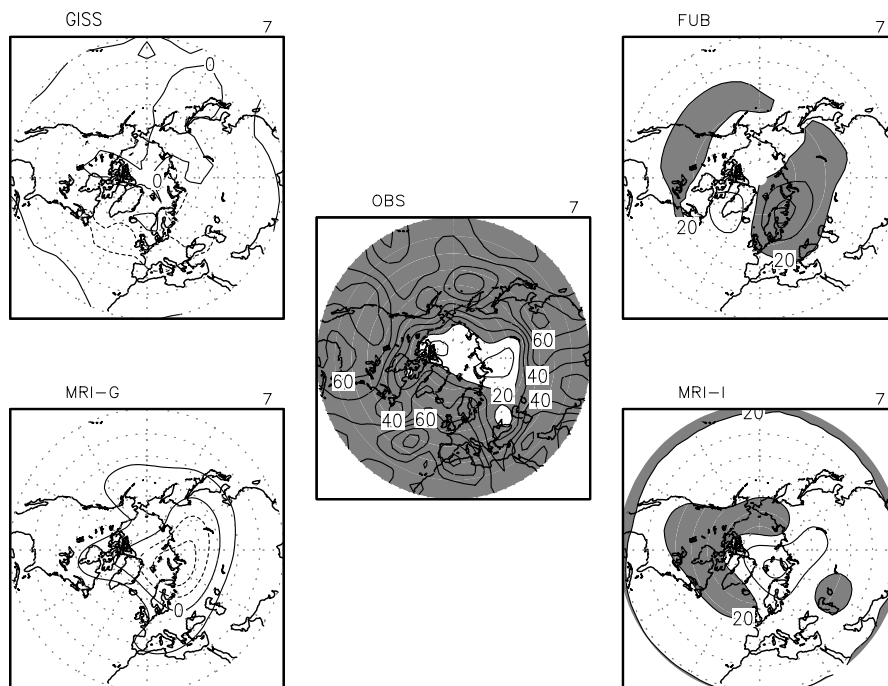
### Das nordhemisphärische Sommersignal

Das Sommersignal wird von den Modellen bisher stark unterschätzt (Abb. 4.3). Während das Signal in den Beobachtungen durchgehend positiv ist und die stärksten Differenzen von 60-80 gpm um 50°N auftreten, treten im FUB-CMAM und im MRI-I-Experiment zwar positive Werte auf, jedoch fehlen die starken Signale besonders in niedrigeren Breiten. Sowohl das GISS-Modell als auch das MRI-G-Experiment zeigen ein zu Beobachtungen entgegengesetztes (negatives) Signal. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass insbesondere die Größenordnung

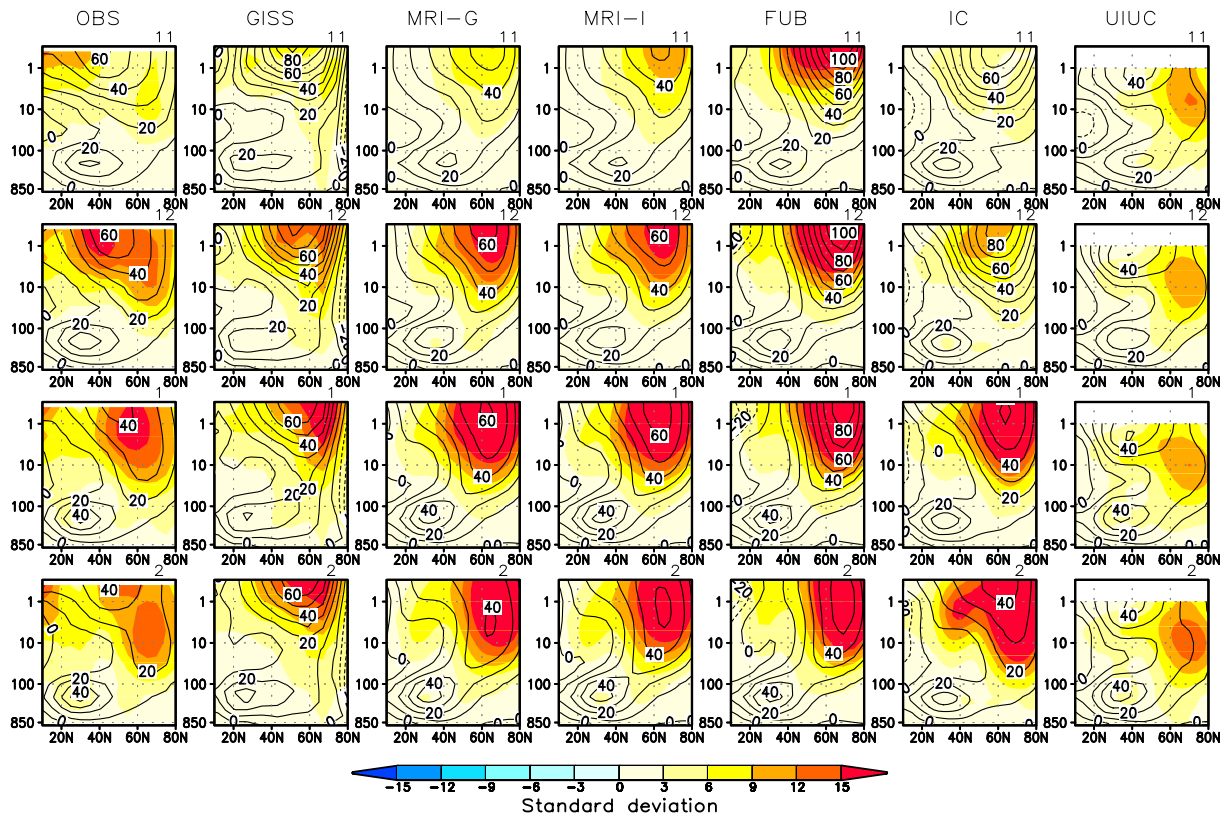


**Abbildung 4.2:** Polarstereographische Projektion der Differenzen zwischen Sonnenfleckensmaximum und -minimum in der 30-hPa geopotentiellen Höhe für den nordhemisphärischen Winter (Januar) von 20°N bis 90°N für das GISS- und das FUB-Modell sowie für das MRI-G- und das MRI-I-Experiment und die NCEP/CPC-Beobachtungen von 1979 bis 1998 (vgl. Abb. 2.5), Isolinienabstand: 30 gpm, Differenzen größer als -30 gpm sind schattiert (Fig. 7 aus: Matthes et al., 2003).

der Signale in niedrigen Breiten unterschätzt wird. Die geringe Variabilität in niedrigen Breiten könnte durch das Fehlen der QBO in den GCMs erklärt werden. Daher kann die beobachtete Wechselwirkung zwischen Sonnenfleckenzzyklus und QBO mit diesen GCM-Simulationen nicht untersucht werden.



**Abbildung 4.3:** Wie Abb. 4.2 nur für den Juli, Isolinienabstand: 10 gpm, Differenzen größer als +20 gpm sind schattiert (Fig. 9 aus: Matthes et al., 2003).



**Abbildung 4.4:** Klimatologisches Mittel des zonal gemittelten zonalen Windes für das Sonnenfleckmaximum im nordhemisphärischen Winter (10-80°N, November bis Februar), Iso-linienabstand: 10 m/s, farbig dargestellt ist die Standardabweichung mit einem Abstand von 3 m/s. Von links nach rechts: Beobachtungen (6 Jahre der NCEP-CPC Daten), GISS-Modell, MRI-G-Experiment, MRI-I-Experiment, FUB-Modell, IC-Modell und UIUC-Modell (für dieses Modell sind nur 15 Jahre integriert worden) (Fig. 10 aus Matthes et al., 2003).

### 4.3 Die Klimatologie der Modelle

11-jährige Variationen der solaren Einstrahlung verursachen nicht-lineare Wechselwirkungen in der Winterstratosphäre, weshalb man neben den Unterschieden zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum, die die eben gezeigten Probleme aufweisen, auch die Unterschiede in den Klimatologien betrachten sollte (Abb. 4.4). Wie bereits in Abschnitt 3.4 für das FUB-CMAM diskutiert, ist die Simulation des Westwindstrahlstromes in der Stratosphäre problematisch. Der Strahlstrom ist nicht zum Äquator geneigt, die Variabilität zu stark auf die mittleren und hohen Breiten beschränkt und die dynamisch aktive Saison beginnt für die meisten Modelle früher als in Beobachtungen. Die beobachtete Doppelstruktur in der Standardabweichung an der Stratopause im Dezember, die zu dem subtropischen Strahlstrom um 30°N und dem Polarnachtstrahlstrom um 60°N (definiert nach Kodera und Kuroda (2002)) gehört, wird bis auf das GISS-Modell von keinem der Modelle wiedergegeben. Dies passt zu den Differenzen des zonalen Windes (Abb. 2.14), die für das GISS-Modell am ehesten den Beobachtungen entsprechen. Im Januar und Februar sind die Winde in den Modellen etwa 10 bis 30 m/s stärker als in Beobachtungen. Der Unterschied in der MRI-I- und MRI-G-Klimatologie ist ebenfalls interessant, da er nur durch die unterschiedlichen Ozonänderungsfelder entsteht. Während das MRI-I-Experiment dazu tendiert, stärkere Winde zu produzieren, sind diese für das MRI-G-Experiment schwächer. Genau dieses Verhalten zeigte sich auch in den Winddifferenzen in Abb. 2.14: das MRI-I-Experiment simulierte als einziges einen stärkeren Polarnachtstrahlstrom



im Sonnenfleckmaximum. Einige der Modelle zeigen ein zweites Maximum in der Standardabweichung in den Subtropen nicht wie in Beobachtungen im Dezember, sondern im Februar (FUB, IC). Dieses tritt gemeinsam mit einer positiven Westwinddifferenz auf (vgl. Abb. 2.14). In Beobachtungen zeigte sich, dass der starke Anstieg der Standardabweichung im Dezember genau mit dem Auftreten der stärksten Winddifferenzen zusammentrifft (vgl. Kodera et al., 2003). Da die Modelle eine zu geringe Standardabweichung an der subtropischen Stratopause aufweisen, fehlt vermutlich ein zu Beobachtungen vergleichbares Sonnensignal. Der Westwindstrahlstrom im UIUC-Modell zeigt, dass der zu geringe Modelloberrand (1 hPa/48 km) die Ausbreitung planetarischer Wellen und damit eine zu Beobachtungen vergleichbare Variabilität verhindert.

## 4.4 Ergebnisse des GRIPS-Modellvergleiches

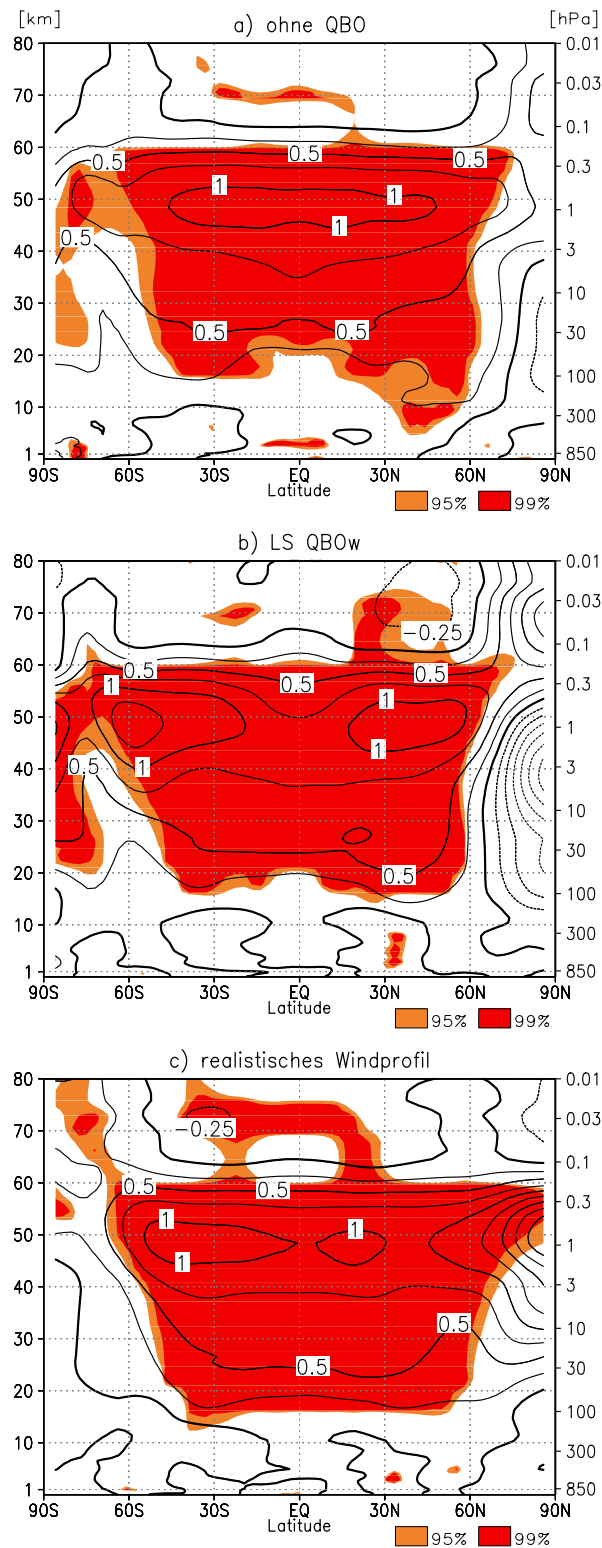
Dieser Modell-Vergleich zeigte, dass ein Hauptgrund für die auftretenden Unterschiede in den unrealistischen Klimatologien der Modelle zu finden ist, die eine adäquate Simulation des Sonnensignales verhindern (Matthes et al., 2003; Kodera et al., 2003). Neben den Unterschieden in den Modellklimatologien spielen aber auch die Unterschiede in den Strahlungsschemata sowie die vorgegebenen Ozonänderungsfelder eine Rolle. Die Modellklimatologie hat einen Einfluss auf die Ausbreitungsbedingungen für planetarische Wellen, auf die Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung und damit auch auf die Ausbildung der Brewer-Dobson Zirkulation in der Stratosphäre, welche in Beobachtungen durch den Sonnenfleckenzzyklus moduliert wird (Kodera und Kuroda, 2002). So lange wie die Klimatologie der Modelle nicht richtig repräsentiert ist, kann man also kein zu Beobachtungen vergleichbares Sonnensignal erwarten. Eine Verbesserung der Modellklimatologie und damit der Modelldynamik könnte zu einer verbesserten Repräsentation des Sonnensignales in den Modellen führen.

## 4.5 Resultierende Veränderungen im Berliner Modell

Die Ergebnisse des GRIPS-Vergleiches wurden genutzt, um weitere Studien mit dem FUB-CMAM durchzuführen. Da keines der Modelle des GRIPS-Vergleiches eine modellinterne QBO und nur das FUB-CMAM eine zu Beobachtungen vergleichbare SAO besitzt, wurde dies als Ansatzpunkt für eine Verbesserung des äquatorialen Windprofiles genutzt. Als erstes wurde eine künstliche QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre implementiert (kwqbo-max/kwqbomin) (vgl. Abschnitt 3.3). In einem weiteren Schritt wurden die äquatorialen Winde in der gesamten Stratosphäre an beobachtete äquatoriale Windprofile angepasst (kwmaeqbof/kwmieqbof, kwmawqbof/kwmiwqbof). Ausschlaggebend für den letzten Schritt waren die Ergebnisse von Gray et al. (2001a,b), die sowohl in mechanistischen Modell- als auch Beobachtungsstudien zeigten, dass äquatoriale Winde über die gesamte Höhe der Stratosphäre für die Jahr-zu-Jahr Variabilität der hohen Breiten der Nordhemisphäre entscheidend sind.

## 4.6 Das Sonnensignal im Jahresmittel

Als Einstieg in die Diskussion dieser verschiedenen Experimente in den folgenden Kapiteln ist in Abb. 4.5 das Jahresmittel der Temperaturdifferenzen für die drei mit dem FUB-CMAM durchgeführten Experimentenpaare gezeigt.



**Abbildung 4.5:** Jahresmittel der zonal gemittelten Temperaturdifferenzen zwischen dem langjährigen Mittel des Sonnenfleckensmaximum- und -minimum-Experimentes für a) ohne QBO (kwsomax-kwsomin) (Fig. 9 aus Labitzke und Matthes, 2003), b) künstliche QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre (kwqbomax-kwqbomin) und c) mittleres Sonnensignal (max-min) unter Berücksichtigung realistischer Windprofile (Fig. 3b aus Matthes et al., 2004); Isolinienabstand: 0,25 Kelvin (K). Orange (rote) Schattierungen geben die zu 95% (99%) statistisch signifikanten Gebiete an, die mit einem Student-t-Test berechnet wurden.

Die Abb. 4.5a ist mit der Abb. 2.13 für das FUB-Modell bis auf die zusätzliche Angabe der statistischen Signifikanzen identisch. In Abb. 4.5b ist die Differenz für die Experimente mit einer künstlichen QBO-Westphase in der unteren Stratosphäre und in Abb. 4.5c das mittlere Sonnensignal ( $\max = (\max W + \max E)/2$ ;  $\min = (\min W + \min E)/2$ ) für das dritte Experimentenpaar mit realistischeren äquatorialen Winden dargestellt. Generell ist es im Sonnenfleckmaximum in einem großen Gebiet von der oberen Atmosphäre (60 km/ $\sim 0,1$  hPa) bis zur Erdoberfläche und vom Nord- zum Südpol wärmer als im Sonnenfleckminimum, das maximale Temperatursignal tritt im Bereich der Stratopause auf. Das stratosphärische Signal ist mit Ausnahme der hohen Breiten statistisch signifikant, während man in der Troposphäre nur kleine signifikante Gebiete im Bereich von  $30^\circ$  bis  $60^\circ\text{N}$  findet. Das simulierte Temperatursignal stimmt in niedrigen und mittleren Breiten prinzipiell mit anderen Modellstudien überein (Abb. 2.13), besitzt aber die in Abschnitt 2.4.2 bereits diskutierten Diskrepanzen zu Beobachtungen: das zweite Temperaturmaximum in der unteren Stratosphäre und das negative Signal in der mittleren Stratosphäre werden vom Modell nicht reproduziert.

Die Temperaturdifferenzen für die drei Experimentenpaare unterscheiden sich jedoch deutlich voneinander. Während die maximale Temperaturdifferenz in Abb. 4.5a (+1,1 K) an der äquatorialen Stratopausenregion auftritt und damit einen reinen Strahlungseffekt widerspiegelt (vgl. auch Kapitel 5), zeigen die Temperaturdifferenzen in Abb. 4.5b und 4.5c mehrere Maxima an der Stratopause. Diese sind vom Äquator verschoben und der stärkste Temperaturunterschied tritt in Abb. 4.5c mit +2 K in hohen nördlichen Breiten auf.

In der Mesosphäre tritt in allen drei Modell-Experimentenpaaren ein zum Teil signifikantes negatives Temperatursignal auf. Dies ist insofern interessant, als man ein solches Signal in anderen Modellstudien nicht findet (Abschnitt 2.4.2) und ein gesichertes mesosphärisches Temperatursignal aus Beobachtungen noch nicht existiert (Abschnitt 2.4.1). Allerdings kann mit der vorhandenen mesosphärischen Datenbasis nicht eindeutig geklärt werden, ob dieses Modellsignal realistisch ist oder auf modellinterne Näherungen, wie z. B. den Newtonian Cooling Ansatz in der IR-Strahlung oberhalb von 60 km, eine fehlende Parametrisierung der Lyman-alpha Linie oder die nicht vorgegebene solare Variabilität für kürzere Wellenlängen (kleiner 200 nm), zurückzuführen ist.

Eine genaue Analyse der Signale in hohen Breiten, welche durch dynamische Prozesse auf der jeweiligen Winterhemisphäre bestimmt werden, erfolgt in Kapitel 5 und 6. Alleine aus den Jahresmitteln kann man bereits Folgendes schließen:

1. Das Experiment ohne QBO spiegelt den reinen Strahlungseffekt aufgrund der geänderten Einstrahlungsbedingungen wider (Abb. 4.5a) (vgl. Kapitel 5).
2. Die Hinzunahme einer QBO – entweder zu einer künstlichen QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre oder zu realistischen Windprofilen durch die gesamte Stratosphäre – führt offensichtlich zu einer zusätzlichen dynamischen Antwort des Modelles auf die geänderten Einstrahlungsbedingungen (Abb. 4.5b,c).
3. In dem Experiment mit realistischen Windprofilen (Abb. 4.5c) dreht sich das Vorzeichen der Temperaturanomalien in den hohen Breiten der Nordhemisphäre im Vergleich zu den beiden anderen Experimenten um (Abb. 4.5a,b).

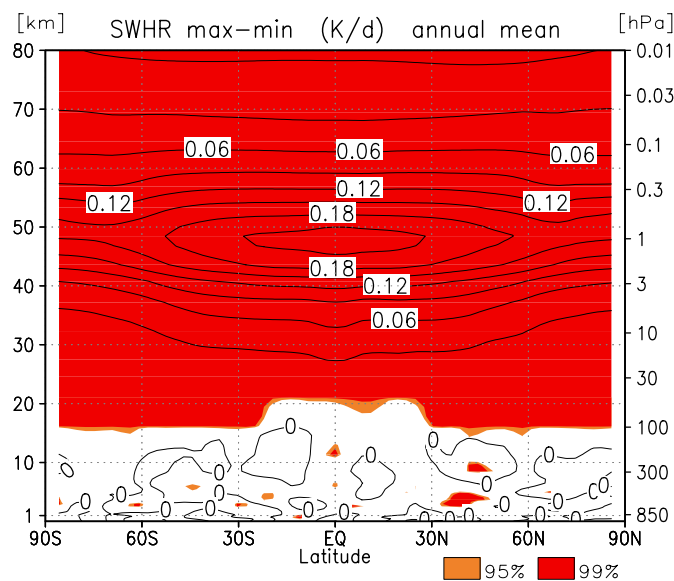
Während die ersten beiden Punkte im folgenden Kapitel eingehend untersucht werden, erfolgt eine Diskussion der Veränderungen durch Hinzunahme einer künstlichen und einer realistischeren QBO im Kapitel 6.

# Kapitel 5

## Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus im Modell

In diesem Kapitel wird versucht, den Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, wie er bisher verstanden ist (vgl. Abb. 2.15), anhand von Modellstudien mit dem FUB-CMAM nachzuvollziehen. In Kapitel 2 ist bereits ausführlich diskutiert worden, warum solche Studien von Interesse sind. Der Übersichtlichkeit halber wird als erstes ein mittleres Sonnensignal, im Folgenden wird hierfür „Sonnensignal“ als Synonym verwendet, für die letzten vier Experimente, in denen ein realistisches äquatoriales Windprofil vorgegeben wurde ( $k_{wmieqbof}/k_{wmaeqbof}$ ,  $k_{wmiwqbof}/k_{wmawqbof}$ ; siehe Tab. 3.3), untersucht. Das mittlere Sonnenfleckenmaximum wurde hierfür als Mittel aus den beiden Sonnenfleckenmaximum Experimenten unter QBO Ost- und Westbedingungen ( $\max = (\max E + \max W)/2$ ) definiert, das mittlere Sonnenfleckenminimum Experiment analog als  $\min = (\min E + \min W)/2$ . Die Sortierung der Experimente erfolgt hier bewusst ohne eine Einteilung in die Phase der QBO, um einen Vergleich mit anderen Modell- und Beobachtungsstudien zu gewährleisten, welche die QBO zu einem Großteil nicht berücksichtigen. Eine Diskussion des Sonnensignales in Abhängigkeit von der Phase der QBO erfolgt dann in Kapitel 6. Die im Folgenden präsentierten Differenzen zwischen dem mittleren Sonnenfleckenmaximum und -minimum Experiment basieren auf Monatsmitteldaten, welche über den Integrationszeitraum (15 Jahre) gemittelt wurden. Für einen Vergleich wird das Experimentenpaar ohne QBO ( $k_{wsomax}/k_{wsomin}$ , am GRIPS-Vergleich beteiligt) herangezogen, für welches ebenfalls Langzeitmittel über den gesamten Integrationszeitraum (20 Jahre) gezeigt werden. Wenn im Folgenden die Begriffe „Differenz“ oder „Anomalie“ verwendet werden, so ist immer, wenn nicht anders erwähnt, der Unterschied zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum gemeint.

Nachdem am Ende von Kapitel 4 bereits kurz die Jahresmittel der Temperaturdifferenzen gezeigt wurden, soll hier nun der direkte Effekt in der oberen Stratosphäre näher betrachtet werden. Im Anschluss folgt eine Untersuchung der Beiträge der einzelnen Jahreszeiten zum Jahresmittel, in dem sich ein kurzer Einschub der benötigten dynamischen Grundlagen befindet.



**Abbildung 5.1:** Jahresmittel der Differenz der zonal gemittelten kurzwelligen Erwärmungsrate (SWHR) zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum in Kelvin/Tag (K/d), Isolinienabstand: 0,03 K/d (Fig. 3a aus Matthes et al., 2004). Orange (rote) Schattierungen geben die 95% (99%) statistisch signifikanten Gebiete an, die mit einem Student-t-Test berechnet wurden.

## 5.1 Der direkte Effekt in der oberen Stratosphäre

Das Jahresmittel der Differenz der kurzwelligen Erwärmungsrate (Abb. 5.1) bestätigt die Aussage anderer Studien (vgl. Abschnitt 2.4.2), dass der stärkste Effekt der 11-jährig variierenden solaren Einstrahlung in der Stratopausenregion (48 km/ $\sim$ 1 hPa Höhe) zu finden ist. Im Sonnenfleckenmaximum führen die vorgegebene erhöhte solare Einstrahlung im UV-Bereich sowie die vorgegebenen erhöhten Ozonwerte im FUB-CMAM (vgl. Abschnitt 3.3) direkt zu einer statistisch signifikanten stärkeren kurzwelligen Erwärmungsrate von 0,22 Kelvin pro Tag (K/d) an der äquatorialen Stratopause. Aufgrund der Wanderung der Sonne von einer Sommerhemisphäre zur anderen erwartet man im Jahresmittel am Äquator auch das stärkste Signal. Es sollte an dieser Stelle hervorgehoben werden, dass Abb. 5.1 für alle in Tab. 3.3 aufgeführten Experimentenpaare identisch ist, da dies der reine Strahlungseffekt aufgrund von UV-Strahlungsänderungen sowie Ozonänderungen ist, welcher in allen Experimenten in gleicher Weise vorgegeben wurde.

Passend zu dem stärksten direkten solaren Strahlungseffekt an der Stratopause, erhält man den stärksten Temperatureffekt mit positiven Differenzen von mehr als einem Kelvin ebenfalls in diesem Höhenbereich (vgl. Abb. 4.5). Dies bestätigt den direkten Effekt der 11-jährig variierenden solaren UV-Strahlung auf die Temperatur aus anderen Modellstudien (vgl. auch Abb. 2.15). Die Unterschiede in den Temperaturdifferenzen für die mit dem FUB-CMAM durchgeführten Experimentenpaare zeigten (vgl. Abschnitt 4.5), dass das Experiment ohne QBO (kwsomax/kwsomin) den reinen Strahlungseffekt widerspiegelt, da sich die maximale Differenz der kurzwelligen Erwärmungsrate mit dem der Temperatur deckt, während in den Experimenten mit einer äquatorialen Windrelaxation (kwmaeqbof/kwmieqbof, kwmaeqbof/kwmiwqbof) ein zusätzlicher dynamischer Effekt auftritt.

## 5.2 Jahreszeitliche Abhängigkeit des Signales

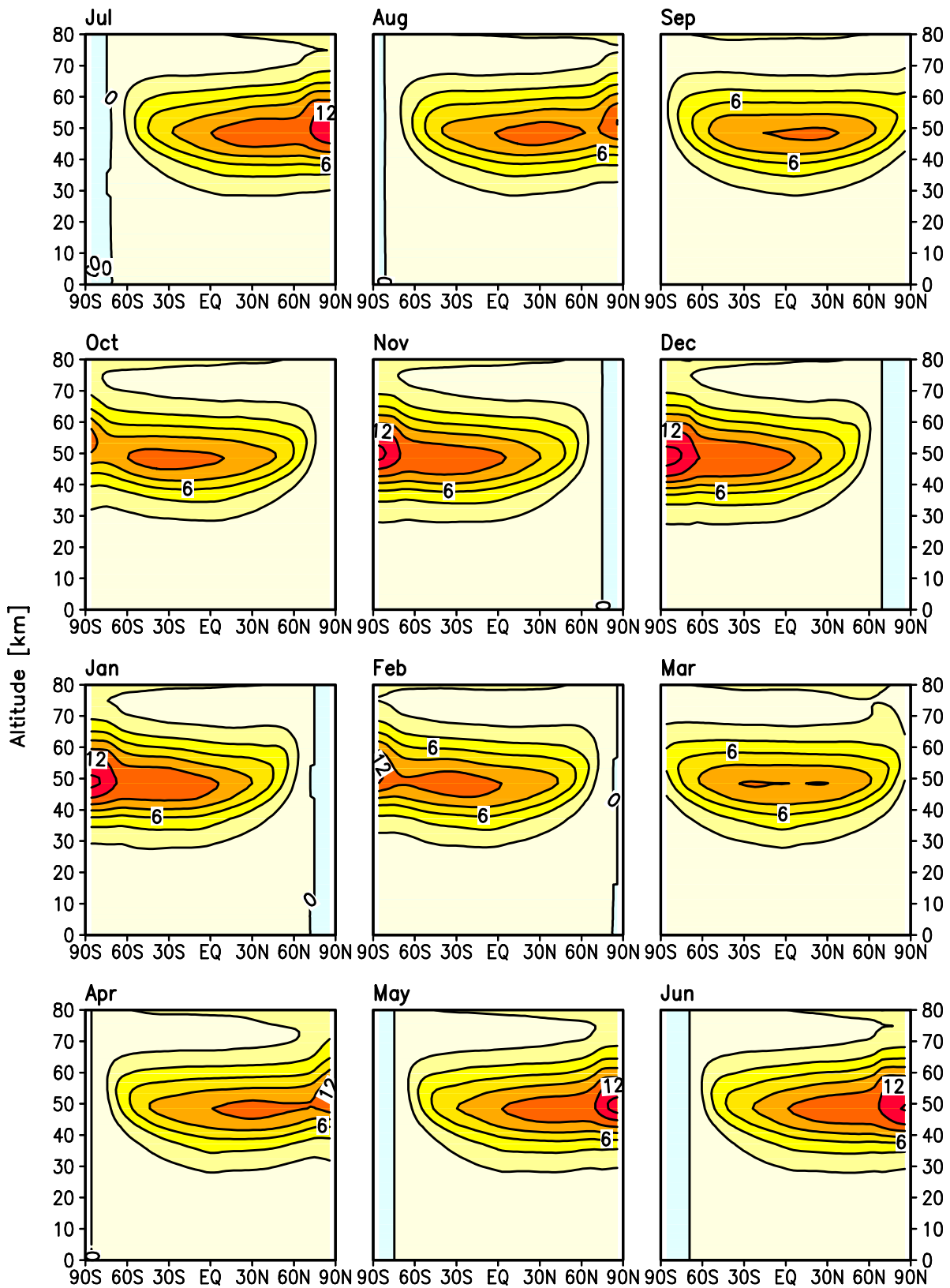
Im Folgenden wird die jahreszeitliche Variation des solaren Signales im Winter und Sommer untersucht, um die Beiträge der Jahreszeiten zum Jahresmittel des Temperatursignales aus Abb. 4.5a und Abb. 4.5c in den verschiedenen Breitenbereichen besser zu verstehen.

### 5.2.1 Der direkte Strahlungseffekt

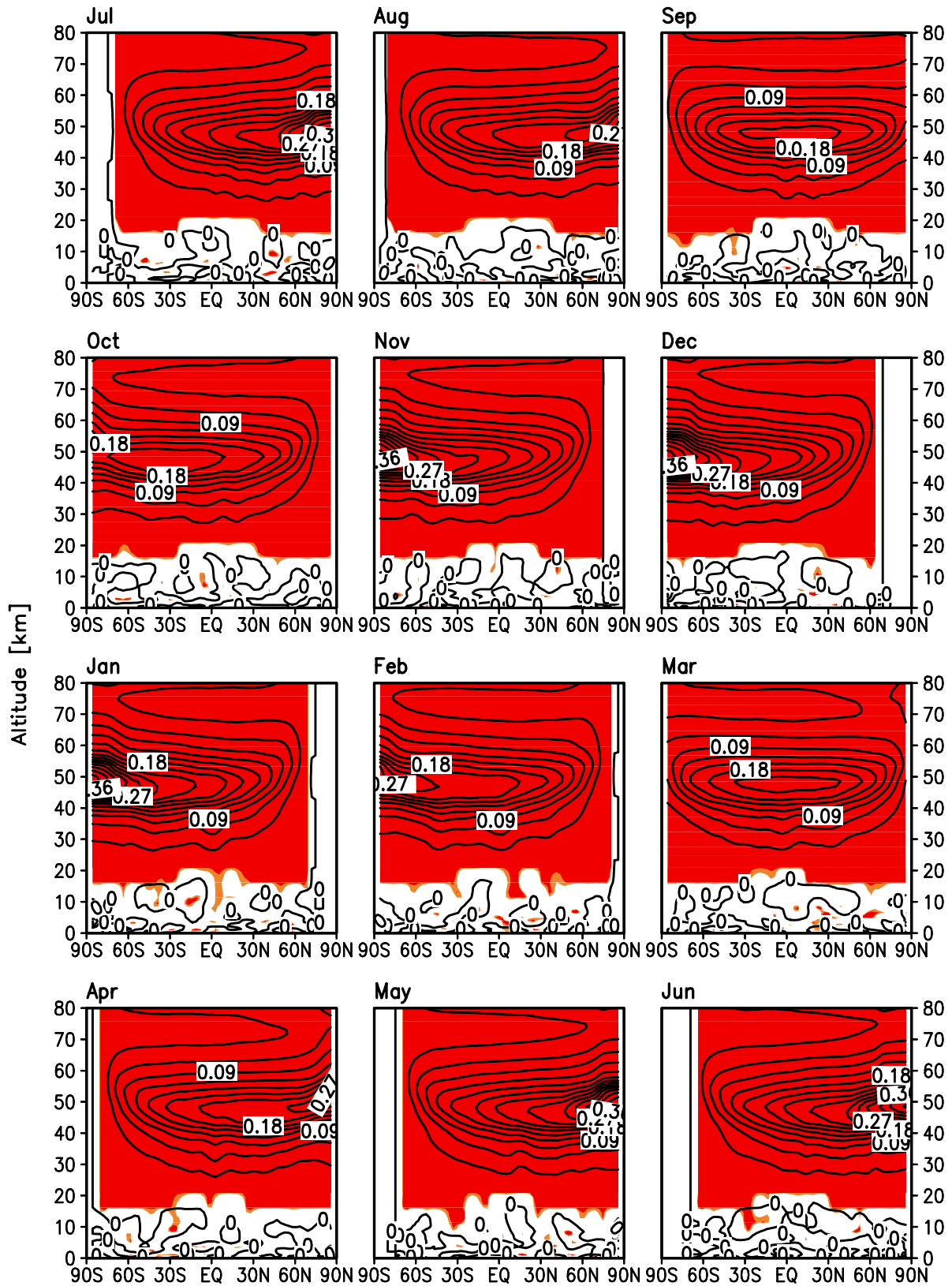
Um den direkten Strahlungseffekt für die einzelnen Monate zu zeigen, sind in Abb. 5.2 die Absolutwerte der kurzwelligen Erwärmungsrate für das Sonnenfleckenninimum und in Abb. 5.3 die Differenzen zwischen Sonnenfleckenninimum und -maximum dargestellt. Man erkennt in Abb. 5.2, dass die stärkste kurzwellige Erwärmungsrate im Bereich der Stratopause auftritt und mit der Sonne von einer Sommerhemisphäre zur anderen wandert. Das Maximum beträgt über dem jeweiligen Sommerpol bis zu 14 K/d und wird auf der Südhemisphäre erstmals im November und auf der Nordhemisphäre erstmals im Mai erreicht. Die Erwärmungsrate ist in den Breiten, in welche während der Polarnacht kein Sonnenlicht dringt, Null. Das Muster der Differenzen in der kurzwelligen Erwärmungsrate (Abb. 5.3) ähnelt dem der Absolutwerte. Die größten Differenzen wandern von einer Sommerhemisphäre zur anderen und erklären die im Jahresmittel über dem Äquator liegende Differenz in Abb. 5.1. Maximale Werte findet man mit mehr als 0,42 K/d, das entspricht einer prozentualen Änderung von 3%, über dem jeweiligen Sommerpol.

### Die relative Bedeutung von Strahlungs- und Ozonänderungen

In einer Reihe verschiedener Sensitivitätsexperimente mit dem FUB-CMAM, in denen entweder nur die solare UV-Strahlung (Abb. 5.4a) oder nur das Ozon geändert wurde (Abb. 5.4b), konnte gezeigt werden, dass beide Änderungen einen vergleichbaren Einfluss auf die kurzwelligen Erwärmungsraten haben (Langematz und Matthes, in Vorbereitung). Bisher ging man davon aus, dass die Strahlungsänderungen einen sehr viel stärkeren Einfluss auf die Erwärmungsraten als die Ozonänderungen aufgrund der geänderten UV-Einstrahlung haben. Der Beitrag von reinen Strahlungs- bzw. reinen Ozonänderungen ist für beide Experimente am Sommerpol in etwa gleich und beträgt 0,21 K/d (Abb. 5.4). Lediglich die Breitenstruktur und die Höhenabhängigkeit der Differenzen unterscheidet sich. Während Differenzen von mehr als 0,09 K/d für das Experiment, in dem nur die Strahlung geändert wurde, bis in die Winterhemisphäre hineinreichen, sind sie für das Experiment, in dem nur das Ozon geändert wurde, auf die Sommerhemisphäre beschränkt. Dort befinden sich auch die stärksten vorgegebenen Ozonänderungen (vgl. Abb. 2.11). Die Differenz der kurzwelligen Erwärmungsrate beträgt in den Experimenten, in denen die Strahlung und das Ozon gleichzeitig geändert wurde, im Vergleich dazu am Sommerpol in etwa 0,4 K/d (vgl. Abb. 5.3, Januar) und kann in guter Näherung als lineare Antwort aus einer Kombination von Strahlungs- und Ozonänderungen (Abb. 5.4) interpretiert werden. Diese Sensitivitätsexperimente zeigen noch einmal sehr deutlich, dass beide Effekte bei der Simulation des Sonneneinflusses berücksichtigt werden müssen.

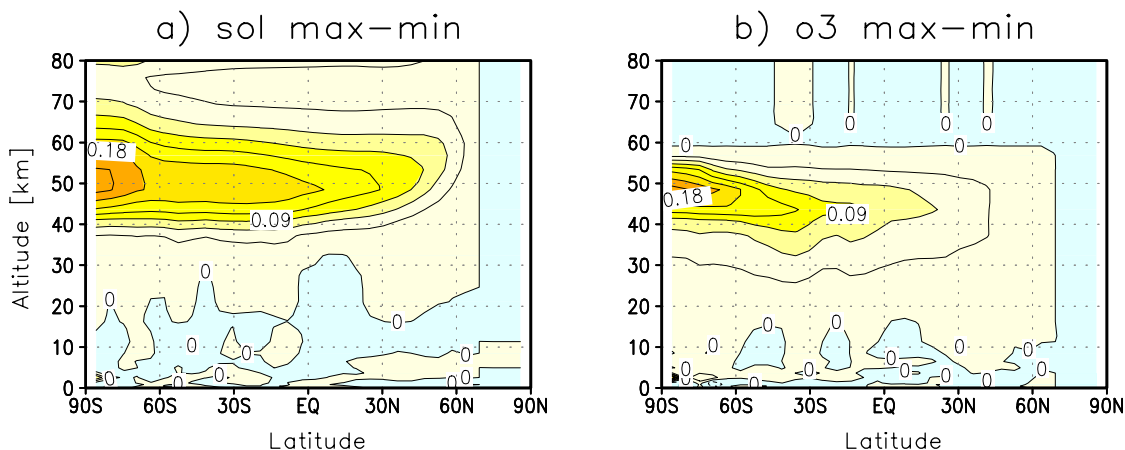


**Abbildung 5.2:** Absolutwerte der zonal gemittelten kurzwelligen Erwärmungsraten (SWHR) für das mittlere Sonnenfleckenminimum von Juli bis Juni; Isolinienabstand: 2 K/d.



**Abbildung 5.3:** Differenzen der zonal gemittelten kurzwelligen Erwärmungsraten (SWHR) zwischen mittlerem Sonnenfleckmaximum und -minimum von Juli bis Juni; Isolinienabstand: 0,03 K/d. Statistisch signifikante Gebiete sind wie in Abb. 5.1 farbig dargestellt.



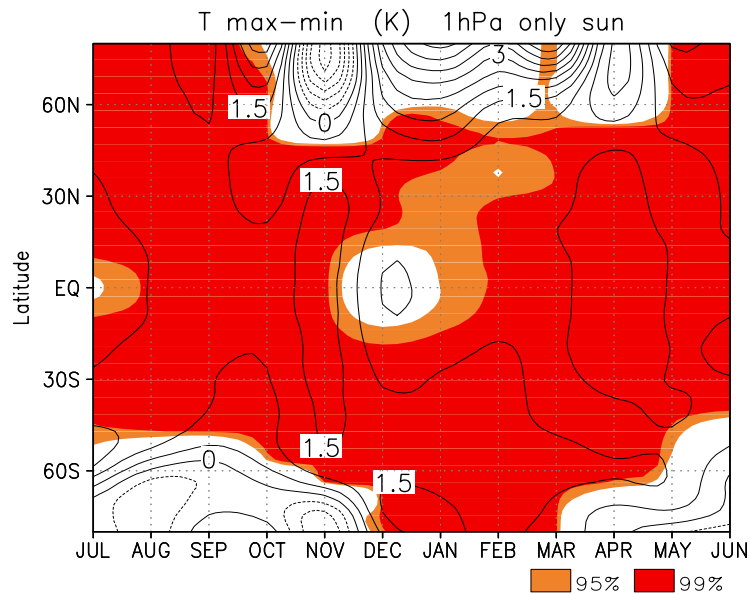


**Abbildung 5.4:** Zonal gemittelte kurzwellige Erwärmungsraten (SWHR) in K/d für a) Dauerjanuarexperimente, in welchen **nur** die UV-Strahlung geändert wurde (ulsmin1/ulsmax1), b) wie a) aber für Experimente, in welchen **nur** das Ozon geändert wurde (ulhmin1/ulhmax1), Isolinienabstand: 0,03 K/d. Diese Sensitivitätsexperimente wurden im Rahmen eines BMBF-Projektes (MESA) durchgeführt.

## Das Temperatursignal

Wie in Abb. 4.5 bereits gezeigt, tritt das stärkste Temperatursignal passend zu den stärksten Änderungen der kurzwelligen Erwärmungsraten an der Stratopause auf. In Abb. 5.5 ist genau für diese Höhe der Verlauf des Temperatursignales durch das Jahr in Abhängigkeit von der Breite dargestellt. Im allgemeinen findet man in den polaren Breiten der Winterhemisphäre Temperaturdifferenzen mit unterschiedlichen Vorzeichen, die aufgrund der starken Jahr-zu-Jahr Variabilität im Modell statistisch nicht signifikant sind. Auf der jeweiligen Sommerhemisphäre sind die Temperaturdifferenzen hingegen durchgehend positiv und statistisch signifikant. Die tropische und subtropische Stratosphäre ist ebenfalls von statistisch signifikanten positiven Anomalien geprägt. Die positiven signifikanten Temperaturdifferenzen wandern von einer Sommerhemisphäre zur anderen und spiegeln den direkten Strahlungseffekt wider. Die geringeren statistischen Signifikanzen in den Tropen im Dezember und Juli lassen sich mit einer verstärkten Variabilität aufgrund der modellinternen SAO erklären. Der stärkste Effekt auf den meridionalen Temperaturgradienten mit einer starken Erwärmung in den Tropen und einer damit einhergehenden polaren Abkühlung tritt auf der Nordhemisphäre im Frühwinter (November) auf. Im Frühwinter<sup>1)</sup> der Südhemisphäre (April) findet man ebenfalls eine starke Erwärmung in den Tropen, die mit relativen Temperaturminima in den polaren Breiten einhergeht. Die Effekte auf der Nordhemisphäre sind deutlich stärker ausgeprägt als die auf der Südhemisphäre. Das Auftreten der stärksten Erwärmung in den Tropen passt mit der sich zu diesem Zeitpunkt verstärkenden kurzwelligen Erwärmungsrate, welche im Sonnenfleckennmaximum zusätzlich verstärkt ist, zusammen (vgl. Abb. 5.2 und 5.3) und zeigt damit den direkten Strahlungseinfluss.

<sup>1)</sup>Im Modell ist die Zirkulation im April schon einem Wintermonat zuzuschreiben (vgl. Abschnitt 3.4), während der April in den Beobachtungen ein Herbstmonat ist.



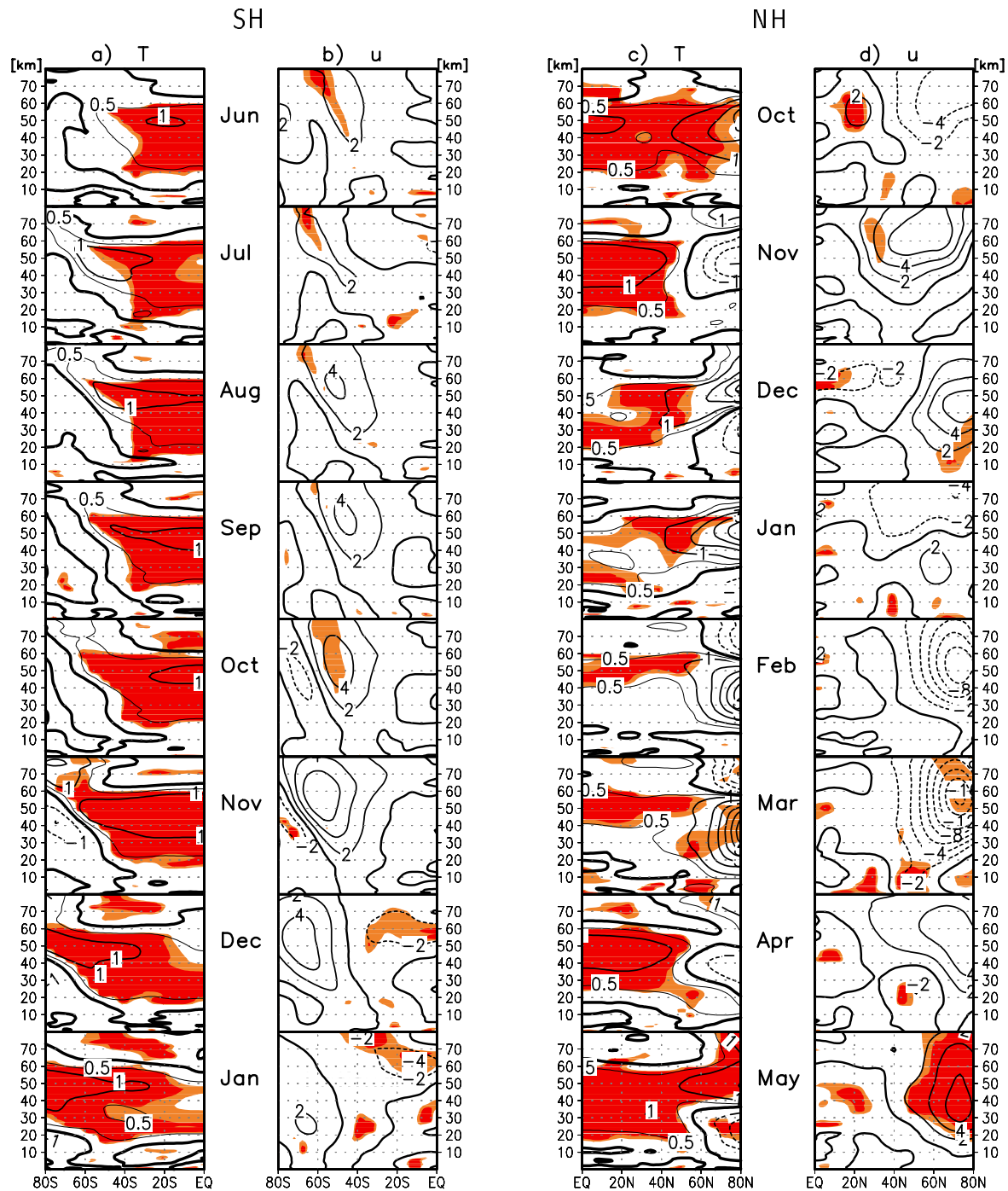
**Abbildung 5.5:** Zonal gemittelte Temperaturdifferenzen zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum in 1 hPa (48 km) von 85°S bis 85°N, Isolinienabstand: 0,5 K, schattierte Gebiete geben die statistische Signifikanz an.

### 5.2.2 Das Wintersignal

Abb. 5.6 zeigt die vertikale Struktur der zonal gemittelten Temperatur- und Winddifferenzen für die Südhemisphäre von Juni bis Januar und für die Nordhemisphäre von Oktober bis Mai. Wie bereits in Abb. 5.5 gezeigt, sind die Tropen und Subtropen durch signifikante positive Differenzen gekennzeichnet, während man in polaren Breiten abwechselnd positive und negative Differenzen, die kaum signifikant sind, bekommt. Die Temperaturdifferenzen auf der Nordhemisphäre sind ab November durch ein Quadrupol Muster gekennzeichnet, welches mit der Zeit abwärts wandert, während dieses Muster auf der Südhemisphäre nicht so stark ausgeprägt ist und bis Dezember stationär bleibt. In der unteren tropischen Stratosphäre findet man im nordhemisphärischen Winter nur bis zum Januar ausgeprägte positive Temperaturdifferenzen, die im Februar und März verschwinden und erst wieder ab April auftreten. In Beobachtungen hingegen erhält man dort den ganzen Winter hindurch positive und im Vergleich zum Modell stärkere Signale.

Auf der Nordhemisphäre tritt im Oktober in der subtropischen oberen Stratosphäre (20°N und 55 km/ $\sim 0,3$  hPa) eine statistisch signifikante Westwinddifferenz von 2 m/s gleichzeitig mit der positiven Temperaturdifferenz in der äquatorialen oberen Stratosphäre auf. Über die thermische Windrelation (Gl. 3.19) stehen horizontale Änderungen des Temperaturgradienten in Zusammenhang mit vertikalen Änderungen des zonalen Windes, d.h. dieses Windsignal ist ein Folge des direkten Temperatursignales. Die Winddifferenz verstärkt sich mit der Zeit und beginnt in Richtung Nordpol abwärts zu wandern. Im Sonnenfleckmaximum simuliert das Modell von November bis Januar einen mehr als 6 m/s stärkeren und zum Teil statistisch signifikanten Polarnachtstrahlstrom (PNJ)<sup>2)</sup> in der Stratosphäre. Im Januar beginnt eine Ost-

<sup>2)</sup> Im Folgenden wird die Abkürzung PNJ für den Polarnachtstrahlstrom vom Englischen „polar night jet“ verwendet.



**Abbildung 5.6:** Differenzen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für das mittlere Sonnensignal a) der zonal gemittelten Temperatur, Isolinienabstand: 1 K (0,5 K Isolinie zusätzlich) und b) des zonal gemittelten Windes, Isolinienabstand: 2 m/s, von 0-80 km Höhe (1000-0,01 hPa) auf der Südhemisphäre (0°-80°S) von Juni bis Januar, zu 95% (99%) statistisch signifikante Gebiete sind orange (rot) dargestellt. c) wie a) und d) wie b) nur für die Nordhemisphäre (0°-80°N) von Oktober bis Mai (erweiterte Fig. 4 aus Matthes et al., 2004).

winddifferenz polwärts und abwärts zu wandern, die im Februar ( $-10$  m/s) und März ( $-16$  m/s) einen schwächeren PNJ und damit ein verstärktes Auftreten von Stratosphärenenerwärmungen im Sonnenfleckmaximum andeutet. Im April und Mai beginnt wieder eine positive Winddifferenz in Richtung Nordpol zu wandern. Die Periode dieser PNJ Modulation beträgt also in etwa 3 Monate und ist mit Beobachtungen vergleichbar (Abb. 2.5 links). Das FUB-CMAM ist damit das erste Modell, welches ein realistisches Wandern der Winddifferenzen reproduziert (vgl. Abb. 2.14). Im Unterschied zu Beobachtungen hält die Modulation länger an (bis in den April und Mai), was mit dem längeren Vorhandensein des PNJs im Modell erklärt werden kann. Das heißt, so lange ein PNJ im Modell vorhanden ist, findet eine zu Beobachtungen vergleichbare Modulation statt. Da die Variabilität des PNJ hauptsächlich in hohen Breiten stattfindet und in den Subtropen im Vergleich zu Beobachtungen zu gering ist (Abschnitt 3.4), befinden sich auch die stärksten Winddifferenzen in höheren Breiten. Die Größenordnung der simulierten Winddifferenzen ist in mittleren Breiten im November ( $6$  m/s) vergleichbar mit Beobachtungen im Dezember ( $4-8$  m/s), obwohl das Initialsignal in der subtropischen oberen Stratosphäre im Modell geringer ist. Dies könnte mit der im Vergleich zu Beobachtungen geringeren Variabilität in der subtropischen Stratopausenregion, die ein allgemeines Modellproblem darstellt (vgl. Abb. 4.4), oder auch der schwächeren SAO-Westphase im Modell (vgl. Abschnitt 3.3.3) zusammenhängen, worauf in Kapitel 6 ausführlich eingegangen wird. Allerdings ist das zeitliche Auftreten im Modell etwas anders. Das Westwind-Initialsignal in der subtropischen oberen Stratosphäre tritt im Modell bereits im Oktober auf, während es in Beobachtungen einen Monat später erscheint. Grundsätzlich stimmt also die beobachtete Entwicklung der Modellsignale erstmals mit Beobachtungen überein, aber aufgrund der unterschiedlichen Ausprägung der Jahreszeiten (z. B. ein sehr kurzer Frühwinter im Modell) und damit einer unterschiedlichen Klimatologie, gibt es einige Zeitverschiebungen beim Auftreten der Sonnensignale. Statistisch signifikante Gebiete sind aufgrund der hohen Jahr-zu-Jahr Variabilität des Modells auf die tropische und subtropische Stratosphäre sowie auf Teile der Troposphäre begrenzt und treten erst ab März wieder in den hohen nordhemisphärischen Breiten der oberen Stratosphäre auf. Zu diesem Zeitpunkt nimmt die Variabilität aufgrund der sich verstärkenden Sonneneinstrahlung (vgl. Abb. 5.2), die den Übergang zur Sommerzirkulation einleitet, wieder ab. Gleichzeitig findet man aber auch mit dem Auftreten der „Final Warmings“ im April eine verstärkte Variabilität, die die fehlenden Signifikanzen in diesem Monat erklärt. Die stratosphärischen Anomalien reichen bis in die Troposphäre und sind sogar teilweise statistisch signifikant (z. B. Januar und März). Welchen Einfluss die variable Sonneneinstrahlung auf die troposphärische Zirkulation hat, wird in Kapitel 7 untersucht.

Auf der Südhemisphäre findet man von Juni bis September eine teilweise statistisch signifikante positive Westwinddifferenz in etwa  $50^{\circ}\text{S}$ , welche ihre Position kaum verändert und nur geringfügig stärker wird. Erst im Oktober tritt ein mit Beobachtungen vergleichbarer Dipol auf (Abb. 2.5 rechts), der allerdings sehr viel schwächer als in Beobachtungen ist und sich sehr langsam bis Januar polwärts und abwärts bewegt. Die Periode dieser PNJ Modulation beträgt in etwa 5 Monate und entspricht der aus Beobachtungen abgeleiteten langsameren Modulation auf der Südhemisphäre (Kuroda und Kodera, 2002). Allerdings ist die zeitliche Verschiebung der Signale auf der Südhemisphäre noch extremer als auf der Nordhemisphäre ausgeprägt. Das Dipolsignal, welches in Beobachtungen im Juni auftritt, taucht im Modell erst im Oktober auf. Dies läßt sich mit dem sehr starken PNJ auf der Südhemisphäre erklären, der extrem hohe

Windgeschwindigkeiten erreicht und sehr lange erhalten bleibt (vgl. Abschnitt 3.4). Dadurch werden vermutlich kleine Initialsignale im Frühwinter, hier gezeigt für das Sonnensignal, unterdrückt. Erst wenn der südhemisphärische PNJ sich abschwächt (ab Oktober) erkennt man ein zu Beobachtungen vergleichbares Signal, welches vermutlich aufgrund der extremen Verschiebung der Jahreszeiten nicht richtig wirken kann.

Da eine mit Beobachtungen vergleichbare Wiedergabe des Sonnensignales nur für den nordhemisphärischen Winter gewährleistet ist, wird der Schwerpunkt der weiteren Auswertungen auf der Nordhemisphäre liegen. Bisher wurden nur zonale Mittel betrachtet, hier sollen nun auch die räumlichen Muster gezeigt werden.

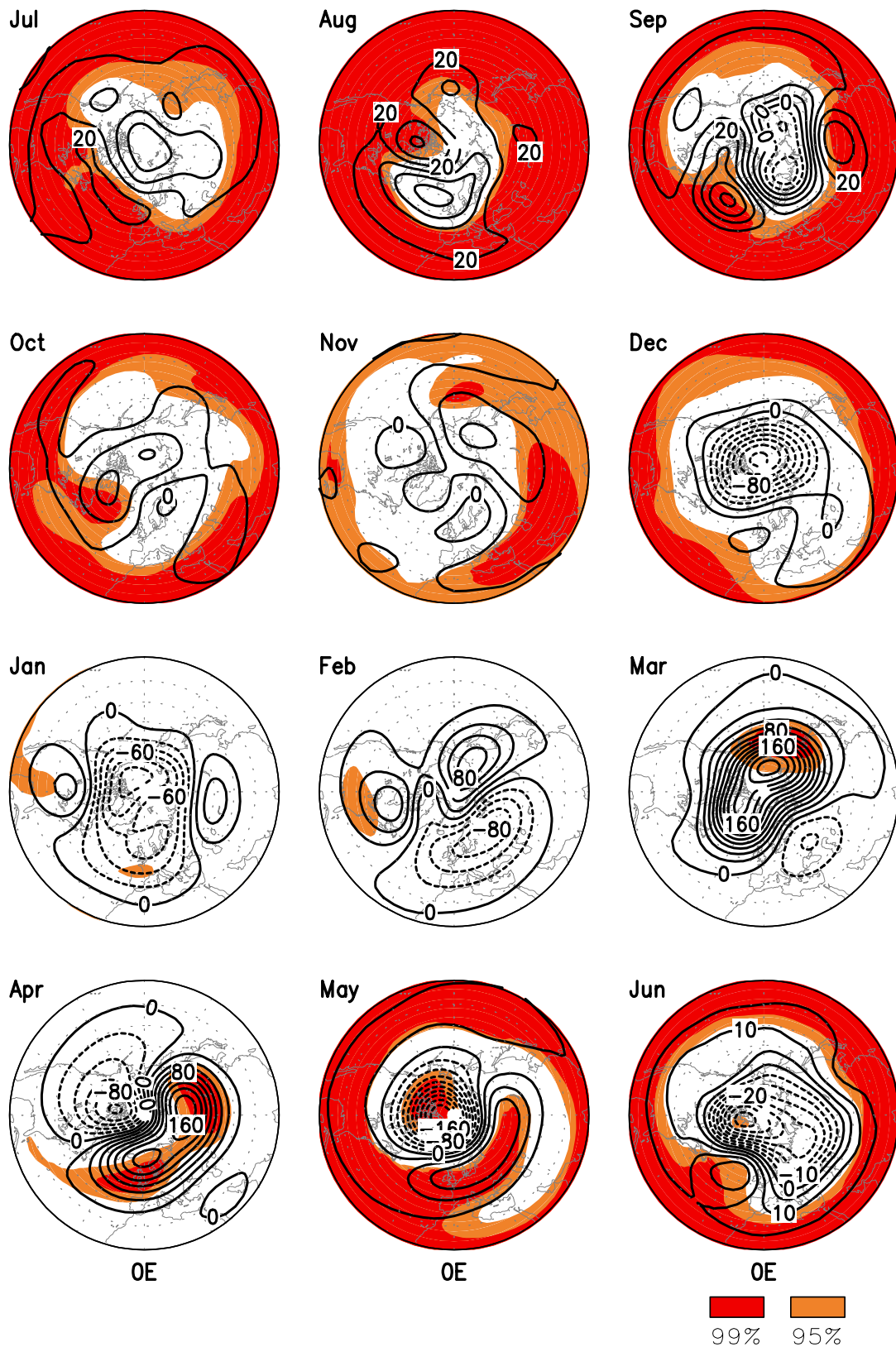
### Geopotentielle Höhe

In Abb. 5.7 sind die Differenzen der 30-hPa geopotentiellen Höhe, die ein Maß für die Änderungen in der Temperatur in den Flächen darunter darstellen, für alle Monate auf der Nordhemisphäre gezeigt. Passend zu dem realistischeren Signal im zonal gemittelten Wind, erhält man auch in den räumlichen Mustern in der unteren Stratosphäre ein klares Signal. Wie bereits erwähnt, ist der PNJ im Dezember des Sonnenfleckensmaximums verstärkt (Abb. 5.6) und damit auch der Polarwirbel, erkennbar an den negativen Differenzen von bis zu  $-140$  gpm. In niedrigeren Breiten findet man hingegen höhere geopotentielle Höhen ( $40$  gpm in  $45^\circ\text{N}$ ). Dieses Muster entspricht der Vorstellung, dass sich polare und mittlere Breiten zueinander entgegengesetzt verhalten („Luftdruckschaukel“, Labitzke und van Loon, 1988) und war bereits in den zonalen Mitteln der Temperaturdifferenzen erkennbar (Abb. 5.6). Ist die Polarregion beispielsweise durch negative Abweichungen (starker, kalter Polarwirbel) gekennzeichnet, so findet man ein positives Signal in mittleren Breiten. Diese Phase der nordhemisphärischen Zirkulation entspricht der positiven Phase der NAM<sup>3)</sup>. Statistisch signifikante Gebiete sind besonders in den Wintermonaten aufgrund der hohen Variabilität in den polaren Breiten auf die niedrigeren Breiten beschränkt. Der stärkere Polarwirbel (positive NAM-Phase) im Sonnenfleckensmaximum hält sich bis in den Februar hinein, dann beginnen positive Anomalien (negative NAM-Phase = Abschwächung des Polarwirbels) ein verstärktes Auftreten von Stratosphärenerwärmungen anzudeuten, besonders deutlich sichtbar im März mit  $+220$  gpm. Im Vergleich zu Beobachtungen (Dezember bis Februar:  $-120$  bis  $-300$  gpm in polaren Breiten und  $+90$  bis  $+120$  gpm in niedrigeren Breiten, Labitzke, persönliche Mitteilung, 2003) wird die Größenordnung der Differenzen vom Modell besonders in niedrigen Breiten immer noch unterschätzt. Wieder erkennt man das längere Anhalten der Modulation des PNJ im Modell, der im April und Mai durch eine Welle-1-Struktur gekennzeichnet ist. Auch die in hohe Breiten verschobenen Signale im Vergleich zu Beobachtungen sind gut zu erkennen. Dadurch gibt es besonders zu niedrigeren Breiten hin stärkere Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen.

Bevor eine weitere dynamische Analyse der Modellexperimente für die verschiedenen Jahreszeiten durchgeführt wird, werden kurz die theoretischen Grundlagen der Dynamik der Mittleren Atmosphäre dargestellt, welche für die Auswertung der Modellexperimente benötigt werden.

---

<sup>3)</sup>Zonalsymmetrischer nordhemisphärischer Zirkulationsmodus (engl. „Northern Annular Mode“)



**Abbildung 5.7:** Polarstereographische Projektion der Differenzen der 30-hPa geopotentiellen Höhe zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum auf der Nordhemisphäre von 20° bis 90°N für Juli bis Juni, Isolinienabstand: Juni-September: 5 gpm, sonst: 20 gpm. Bild für den Juli (Fig. 9 aus Matthes et al., 2004) und für den Dezember (Fig. 5 aus Matthes et al., 2004).

### Die transformierten Eulerschen Gleichungen und der Eliassen–Palm–Fluss–Vektor

In der Mittleren Atmosphäre lassen sich die klimatologischen Verhältnisse in erster Näherung als zonale Mittel darstellen (z. B. Abb. 3.15). Untersuchungen mit rein zonalsymmetrischen Modellen haben aber gezeigt, dass man auch die Abweichungen vom zonalen Mittel berücksichtigen muss, wenn man die Temperaturverteilung in der Mittleren Atmosphäre erklären möchte. Mit Hilfe des Eulerschen Mittels:

$$\bar{u}(\phi, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} u(\lambda, \phi, z, t) d\lambda, \quad (5.1)$$

und

$$u(\lambda, \phi, z, t) = \bar{u}(\phi, z, t) + u'(\lambda, \phi, z, t) \quad (5.2)$$

wird jede Variable in einen Grundzustand  $\bar{u}$  und in eine Abweichung von diesem  $u'$  aufgespalten. Dies ist eine Technik, um qualitativ atmosphärische Wellen (gestrichene Größen) und ihre Wechselwirkung mit der zonalen Grundströmung zu untersuchen. Wie bereits in Abschnitt 3.2.1 angedeutet, existiert eine durch Wellen angetriebene globale Meridionalzirkulation, welche dafür verantwortlich ist, dass die tatsächliche Temperatur in der Stratosphäre von der Strahlungsgleichgewichtstemperatur abweicht. Durch Einsetzen des Eulerschen Mittels in die primitiven Gleichungen (Gl. 3.11-3.15) ergeben sich die sogenannten gemittelten Eulerschen Gleichungen (z. B. Andrews et al., 1987):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{\bar{v}}{a \cos \phi} \frac{\partial(\bar{u} \cos \phi)}{\partial \phi} - f\bar{v} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \bar{X} = -\frac{1}{a \cos^2 \phi} \frac{\partial(\bar{v}'u' \cos^2 \phi)}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \bar{w}'u')}{\partial z}, \quad (5.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \frac{\bar{v}}{a} \frac{\partial \bar{v}}{\partial \phi} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + f\bar{u} + \frac{\bar{u}^2}{a} \tan \phi + \frac{1}{a} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \phi} - \bar{Y} = & -\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(\bar{v}'^2 \cos \phi)}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \bar{w}'v')}{\partial z} \\ & - \frac{1}{a} \bar{u}'^2 \tan \phi, \end{aligned} \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial z} - \frac{1}{H} R \bar{\Theta} e^{-\kappa z/H} = 0, \quad (5.5)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(\bar{v} \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \bar{w})}{\partial z} = 0, \quad (5.6)$$

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} + \frac{\bar{v}}{a} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial \phi} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} - \bar{Q} = -\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(\bar{v}'\bar{\Theta}' \cos \phi)}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \bar{w}'\bar{\Theta}')}{\partial z}. \quad (5.7)$$

Auf den linken Seiten dieser Gleichungen wurden die zonal gemittelten Größen und auf den rechten Seiten die gemittelten Produkte der Störgrößen (Eddy-Forcing Terme) zusammengefasst. Wieder handelt es sich, wie bei den primitiven Gleichungen, um ein abgeschlossenes Gleichungssystem, welches bei geeigneter Vorgabe der Anfangs- und Randbedingungen, der mittleren Größen  $\bar{X}$ ,  $\bar{Y}$  und  $\bar{Q}$  sowie einer Parametrisierung der Störgrößen die zeitliche Entwicklung der zonal gemittelten Zirkulation prognostizieren kann. Die zeitliche Entwicklung der zonal gemittelten Größen wird also hauptsächlich von Impuls- ( $\bar{v}'u'$ ,  $\bar{w}'u'$ ) und Wärmefflüssen ( $\bar{v}'\bar{\Theta}'$ ,  $\bar{w}'\bar{\Theta}'$ ), welche durch Wellen hervorgerufen werden, bestimmt. Allerdings balancieren sich die Beschleunigung des Grundstromes aufgrund von Impuls- und Wärmefflusskonvergenzen durch die Wellen sowie die entgegengesetzte durch die Corioliskraft der welleninduzierten

Meridionalzirkulation hervorgerufene Beschleunigung für konservative, lineare, planetarische Wellen mit konstanter Amplitude exakt und tragen nicht zur Beschleunigung des zonalen Grundstromes bei (Nichtbeschleunigungstheorem von Charney und Drazin (1961)). In dieser Form der Gleichungen kann man also die gegenseitige Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung nicht untersuchen. Andrews und McIntyre (1976) führten deshalb die sogenannten transformierten Eulerschen Gleichungen (TEM) ein, mit denen es möglich ist, den Einfluss von Wellen auf die Grundströmung zu untersuchen.

Formal wird eine meridionale Restzirkulation (MRZ) definiert ( $0, \bar{v}^*, \bar{w}^*$ ):

$$\begin{aligned}\bar{v}^* &\equiv \bar{v} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_0 \bar{v}' \bar{\Theta}'}{\partial \bar{\Theta} / \partial z} \right), \\ \bar{w}^* &\equiv \bar{w} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left( \frac{\cos \phi \bar{v}' \bar{\Theta}'}{\partial \bar{\Theta} / \partial z} \right).\end{aligned}\quad (5.8)$$

Die neue Vertikalgeschwindigkeit  $\bar{w}^*$  repräsentiert den Teil der mittleren Vertikalgeschwindigkeit  $\bar{w}$ , deren Beitrag zur adiabatischen Temperaturänderung nicht durch Wärmeflussdivergenz aufgehoben wird.

Das Einsetzen der neuen Komponenten ( $\bar{v}^*, \bar{w}^*$ ) der mittleren meridionalen Restzirkulation in die gemittelten Eulerschen Gleichungen 5.3-5.7 liefert die TEM-Gleichungen:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{v}^* \left[ \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\bar{u} \cos \phi)}{\partial \phi} - f \right] + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \bar{X} = \frac{1}{\rho_0 a \cos \phi} \nabla \cdot \mathbf{F}, \quad (5.10)$$

$$\bar{u} \left( f + \frac{\bar{u} \tan \phi}{a} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \phi} = G, \quad (5.11)$$

$$\frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial z} - \frac{R \bar{\Theta}}{H} e^{\frac{-\kappa z}{H}} = 0, \quad (5.12)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\bar{v}^* \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \bar{w}^*)}{\partial z} = 0, \quad (5.13)$$

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} + \frac{\bar{v}^*}{a} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial \phi} + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} - \bar{Q} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_0}{a} \frac{(\partial \bar{\Theta} / \partial \phi)}{(\partial \bar{\Theta} / \partial z)} \bar{v}' \bar{\Theta}' + \rho_0 \bar{w}' \bar{\Theta}' \right). \quad (5.14)$$

Wobei der Vektor  $\mathbf{F}$  der sogenannte Eliassen-Palm-Fluss-Vektor (EP-Vektor) ist, dessen Komponenten in Kugelkoordinaten wie folgt aussehen:

$$F^{(\phi)} \equiv \rho_0 a \cos \phi \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \bar{v}' \bar{\Theta}' / \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} - \bar{v}' \bar{u}' \right), \quad (5.15)$$

$$F^{(z)} \equiv \rho_0 a \cos \phi \left[ \left( f - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\bar{u} \cos \phi)}{\partial \phi} \right) \bar{v}' \bar{\Theta}' / \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} - \bar{w}' \bar{u}' \right]. \quad (5.16)$$

Für die Divergenz des EP-Vektors gilt:

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (F^{(\phi)} \cos \phi) + \frac{\partial F^{(z)}}{\partial z}. \quad (5.17)$$



Die transformierten Eulerschen Gleichungen (Gl. 5.10-5.14) haben den Vorteil, dass die Wirkung der Wellenstörungen auf den zonal gemittelten Grundzustand nicht wie in den Eulerschen Mitteln der Gleichungen in Form von Wärme- und Impulsflüssen getrennt in verschiedenen Gleichungen erscheint, sondern gemeinsam durch den EP-Vektor in der Bewegungsgleichung erfasst wird. Aus der TEM-Formulierung der Gleichungen ist ersichtlich, dass Wärme- und Impulsflüsse nur gemeinsam eine Änderung der mittleren Zirkulation hervorrufen können, da beide Größen an der Divergenz des EP-Vektors beteiligt sind. Aus der quasigeostrophischen Form von  $F^{(\phi)}$  und  $F^{(z)}$  wird deutlich, dass  $F^{(\phi)}$  hauptsächlich ein Maß für den meridionalen Impuls- und  $F^{(z)}$  hauptsächlich ein Maß für den vertikalen Wärmefluss ist.

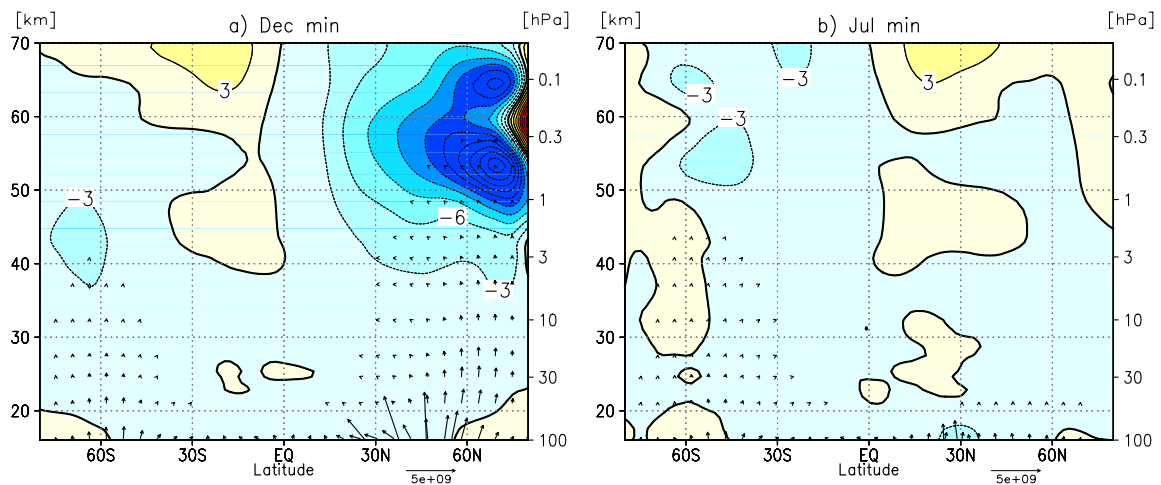
Die Divergenz des EP-Vektors ist eine wichtige diagnostische Größe, mit der man Aussagen über die Wellenausbreitung und deren Wirkung auf den zonalen Grundstrom treffen kann. Wenn die Divergenz des EP-Vektors von Null verschieden ist, findet eine Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung statt. Die Divergenz des EP-Vektors entspricht der Kraft, die eine Einheitsmasse in zentraler Richtung beschleunigt. Eine Divergenz ( $\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$ ) führt zu einer Beschleunigung nach Osten (ostwärts gerichtete Kraft), während eine Konvergenz ( $\nabla \cdot \mathbf{F} < 0$ ) zu einer Beschleunigung nach Westen (westwärts gerichtete Kraft) führt. Herrscht eine Westwind-Grundströmung vor, wie das im Winter in der Stratosphäre der Fall ist, so führt eine Divergenz zu einer Beschleunigung und eine Konvergenz zu einer Abschwächung der Grundströmung. Eine Skalenanalyse der Impulsgleichung zeigt, dass folgende Terme dominant sind:

$$-f\bar{v}^* = \nabla \cdot \mathbf{F} + \bar{X}, \quad (5.18)$$

wobei man Reibungsprozesse in der Stratosphäre vernachlässigen kann. Das heißt, dass die zonal gemittelte Impulsbilanz in der Stratosphäre außerhalb der Tropen von dem Antrieb durch planetarische Wellen (Divergenz der mit Wellen verbundenen Impuls- und Wärmeflüsse, rechte Seite der Gleichung 5.18) und dem Antrieb durch die mittlere Meridionalzirkulation mit dem Hauptanteil des Coriolisterms (linke Seite der Gleichung) dominiert wird. Untersuchungen mit dem FUB-CMAM haben gezeigt, dass es auch im Modell zu einer teilweisen Kompensation des Wellenantriebes durch die welleninduzierte, mittlere Meridionalzirkulation in der Stratosphäre kommt (Langematz und Pawson, 1997). In der Mesosphäre gilt dies nicht mehr, da die Divergenz mit der Höhe ab und der Coriolisterm mit der Höhe zunimmt. Dort spielt der Antrieb durch kleinskalige Schwerewellen (Term  $\bar{X}$  in Gl. 5.18) eine größere Rolle, der im Modell durch einen linearen Rayleigh-Reibungsansatz approximiert ist (vgl. Kapitel 3).

### 5.2.3 Indirekte Effekte - ein möglicher Mechanismus

Die gute Übereinstimmung zwischen modelliertem und beobachtetem Sonnensignal im nordhemisphärischen Winter erlaubt eine detaillierte Diskussion der zugrunde liegenden Prozesse, um zu verstehen, ob und wie die Winterzirkulation der Stratosphäre durch die Variationen der solaren UV-Strahlung beeinflusst wird. Da die Winterzirkulation der Stratosphäre maßgeblich von planetarischen Wellen und deren Wechselwirkung mit der zonalen Grundströmung beeinflusst wird, ist eine Analyse des EP-Vektors, seiner Divergenz sowie der MRZ (siehe Abschnitt 5.2.2) notwendig. Im Winter breiten sich planetarische Wellen von der Troposphäre in die obere Stratosphäre aus (Charney und Drazin, 1961), wo sie dissipieren, ihren Wärme- und Impulsfluss übertragen und so die mittlere zonale Grundströmung abschwächen (Konvergenz  $\nabla \cdot \mathbf{F} < 0$ ). In Abb. 5.8 ist dies für den Dezember in der Nordhemisphäre und den Juli auf



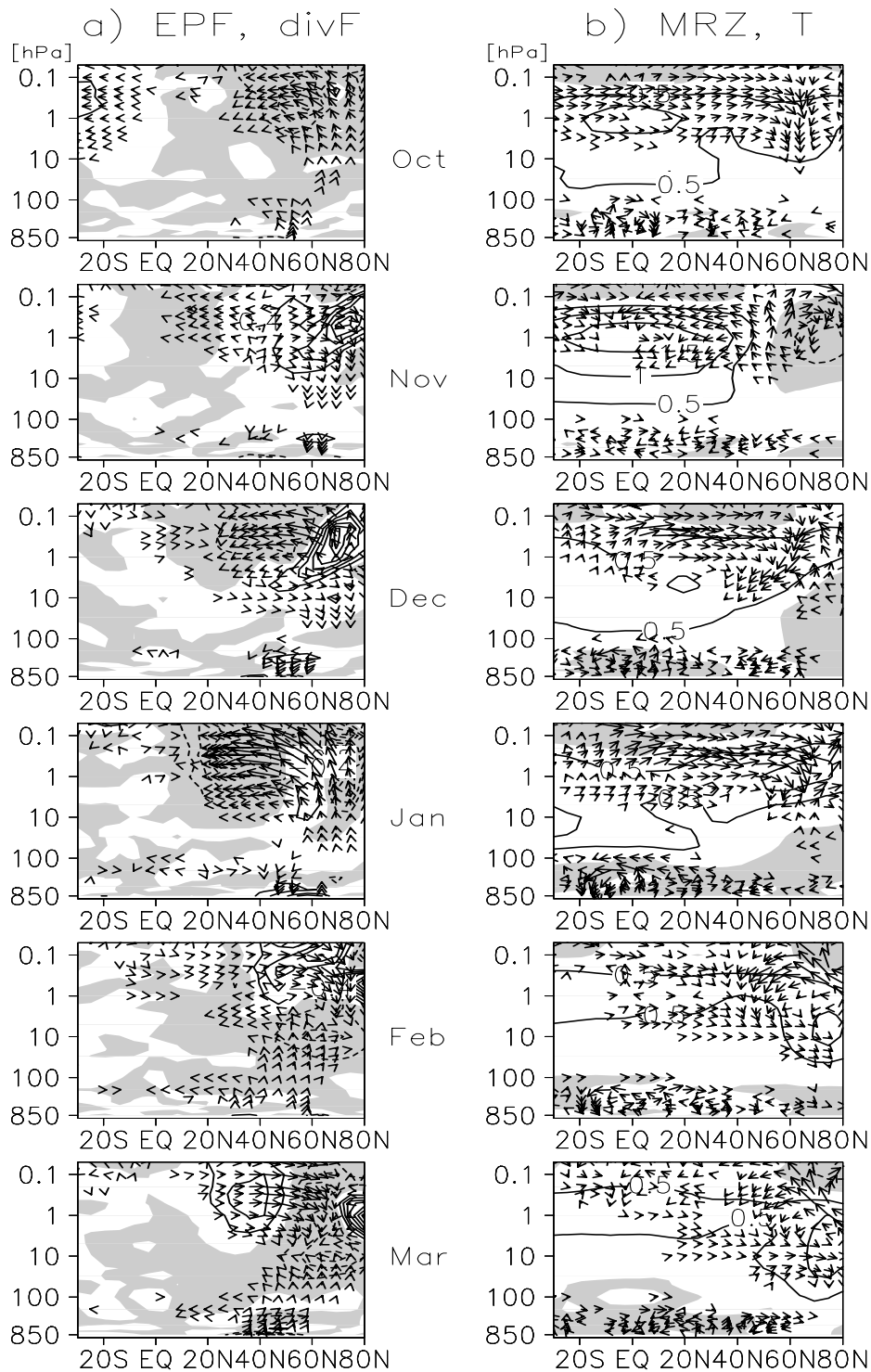
**Abbildung 5.8:** Absolutwerte der Divergenz des EP-Vektors für a) den Dezember (Isolinienabstand: 5 m/s/d) und b) den Juli (Isolinienabstand: 3 m/s/d) sowie des skalierten EP-Vektors im Sonnenfleckenn Minimum von 80°S bis 80°N und 16 bis 70 km (100 bis 0,05 hPa) Höhe. Die Größen wurden aus täglichen Daten berechnet und enthalten damit sowohl quasistationäre als auch transiente Wellen.

der Südhemisphäre dargestellt. Planetarische Wellen breiten sich in den mittleren Breiten der Winterhemisphäre vertikal in die Stratosphäre aus und dissipieren in den mittleren bis hohen Breiten der oberen Stratosphäre (Maximum von  $-30$  m/s/d in ca. 70°N und 53 km/ $\sim 0,4$  hPa Höhe). Auf der Südhemisphäre findet im Dezember (Südsommer) aufgrund der im Modell vorhandenen stratosphärischen Westwinde (nicht gezeigt) ebenfalls eine, wenn auch geringere, Ausbreitung von Wellen statt. Grundsätzlich ist die Wellenaktivität auf der Südhemisphäre wegen der unterschiedlichen Land-Meer Verteilung geringer als auf der Nordhemisphäre, deutlich erkennbar am EP-Vektor und den geringeren Konvergenzen im Juli. Die starken Westwinde im südhemisphärischen Winter unterdrücken die Wellenausbreitung im Modell zusätzlich. Im nordhemisphärischen Sommer können sich aufgrund der in der Stratosphäre dann herrschenden Ostwinde keine Wellen ausbreiten.

### Welle-Grundstrom Wechselwirkung

In Abb. 5.9a sind die Anomalien des EP-Vektors (Pfeile) sowie seiner Divergenz (Isolinien) und in Abb. 5.9b die Anomalien der MRZ (Pfeile) zusammen mit den Temperaturanomalien dargestellt. Anhand dieser Abbildung werden das polwärtige Abwärtswandern der Westwindinitialdifferenz (in 20°N und 55 km Höhe im Oktober und in 45°N und 60 km Höhe im November, vgl. Abb. 5.6), welche eine Folge des direkten Temperatursignales in der tropischen Stratopausenregion ist (vgl. Abschnitt 5.2.2), sowie sich daraus ergebende Zirkulationsänderungen erklärt. Bei der Diskussion der Abbildungen wird zuerst auf Abb. 5.9a und im späteren Verlauf auch auf Abb. 5.9b eingegangen.

Im November und Dezember treten teilweise signifikante (nicht gezeigt) positive Anomalien der Divergenz des EP-Vektors in der mittleren und oberen Stratosphäre von 30°N bis 70°N mit einem Maximum von 2-2,5 m/s/d in 70°N und einer Höhe von 0,3-0,5 hPa ( $\sim 53$ -56 km) auf (Abb. 5.9a). Diese positiven Anomalien geben eine relative Beschleunigung (relative Divergenz), also eine geringere Abschwächung (geringere Konvergenz) der zonalen (Westwind-) Grundströmung in diesem Bereich an (vgl. Abschnitt 5.2.2). Da die Welle-Grundstrom Wech-

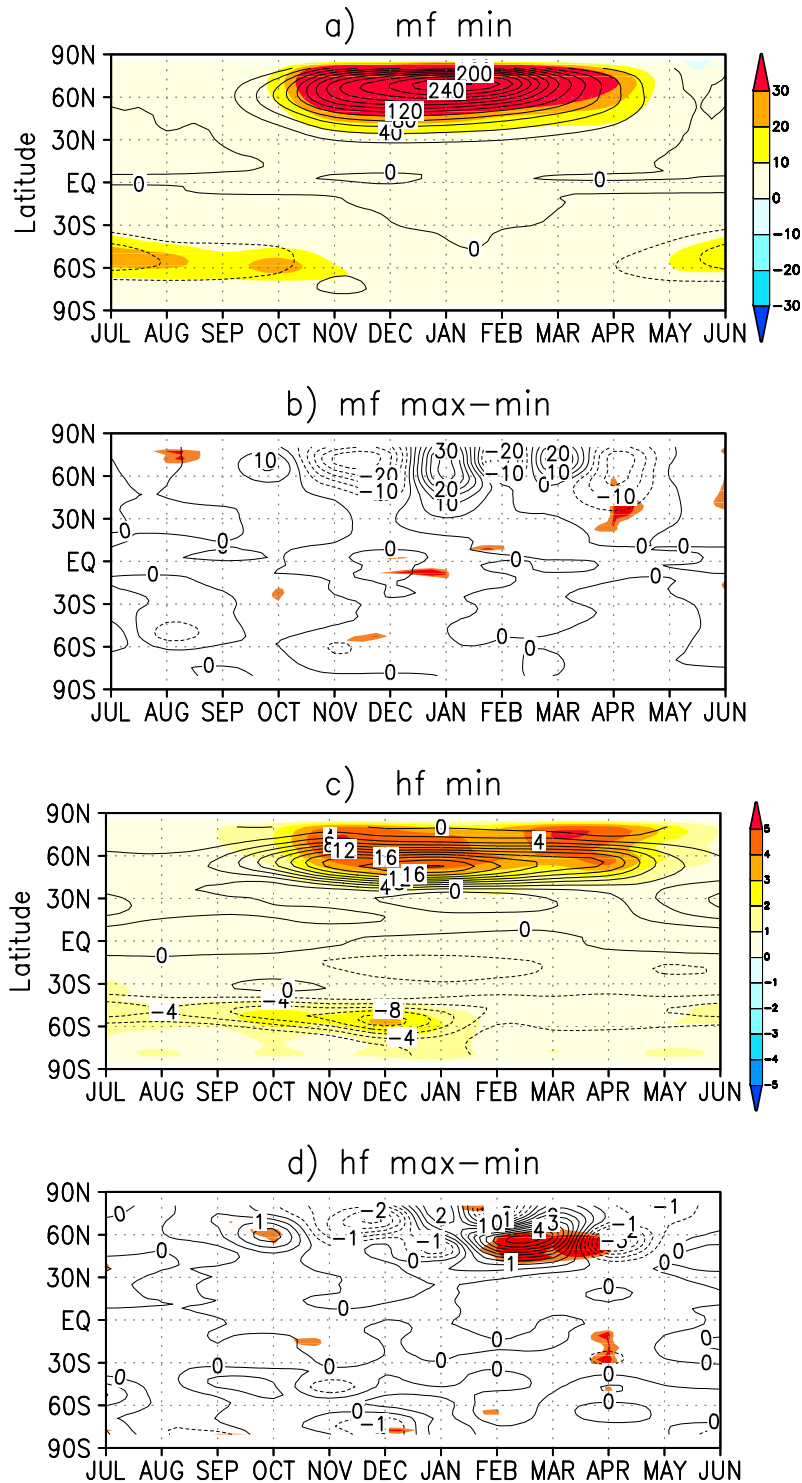


**Abbildung 5.9:** a) Differenzen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum von 30°S bis 80°N von Oktober bis März für den EP-Vektor (Pfeile), welcher mit dem Inversen des Druckes skaliert wurde, um Änderungen in der oberen Stratosphäre hervorzuheben, und seiner Divergenz (Isolinien), Isolinienabstand: 0,4 m/s/d, negative Differenzen sind schattiert dargestellt. b) Differenzen der meridionalen Restzirkulation (MRZ) (Pfeile) skaliert wie der EP-Vektor und die zonal gemittelten Temperaturanomalien (Isolinien), Isolinienabstand: 0,5 K, negative Temperaturdifferenzen sind schattiert dargestellt. Die Größen wurden hier zusätzlich mit dem Kosinus der Breite multipliziert, um die starken Änderungen in den hohen Breiten zu dämpfen (wie Fig. 6 aus Matthes et al., 2004).

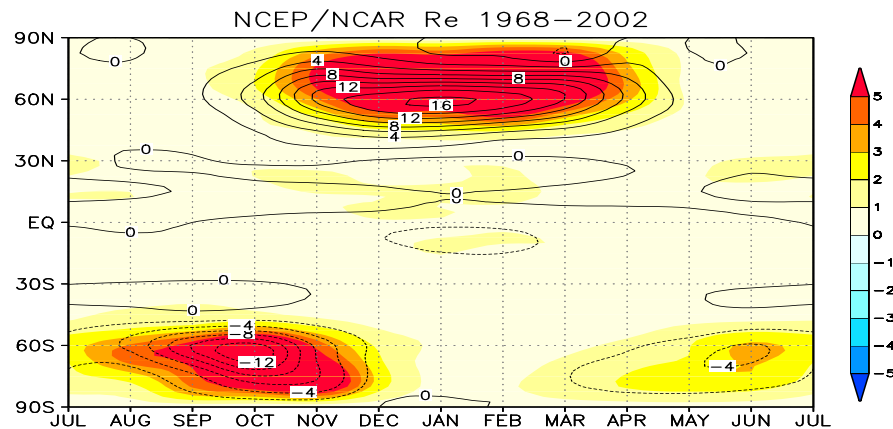
selwirkung von planetarischen Wellen bestimmt wird, bedeutet dies, dass die geringere Abschwächung der zonalen Grundströmung im Sonnenfleckmaximum auf eine schwächere Wellenaktivität zurückzuführen ist. Wie bereits erwähnt, muss eine schwächere Wellenaktivität in der Stratosphäre nicht unbedingt in Zusammenhang mit einer schwächeren troposphärischen Wellenaktivität stehen, sondern kann auch durch eine Änderung der Ausbreitungsbedingungen für Wellen in der Stratosphäre selber hervorgerufen werden. Dass dies tatsächlich so ist, erkennt man in Abb. 5.9a anhand der Anomalien des EP-Vektors. Im Sonnenfleckmaximum breiten sich im Oktober mehr Wellen südwärts aus und führen zu einer stärkeren Abschwächung der Grundströmung um  $60^\circ\text{N}$  in der oberen Stratosphäre (negative Divergenzanomalien=relative Konvergenz), die zu der negativen Windanomalie in Abb. 5.6 passt. Im Frühwinter tritt im Bereich der stärksten Westwindanomalien eine polwärts gerichtete Reflexion von Wellen auf (um  $40^\circ\text{N}$  in 1 hPa im November und um  $60^\circ\text{N}$  in 10 hPa im Dezember), welche zu einer geringeren Abschwächung der Grundströmung in dem „normalen“ Dissipationsgebiet führt (positive Divergenzanomalien=relative Divergenz=relative Beschleunigung). Dadurch kann sich wiederum die Westwindanomalie verstärken und genau wie das Gebiet relativer Divergenz polwärts und abwärts wandern. Wenn sich die Westwindanomalie verstärkt und ausdehnt (z. B. von November bis Dezember), werden planetarische Wellen wiederum an dieser Anomalie reflektiert. Durch diese positive Wechselwirkung zwischen Wellen und zonaler Windanomalie/Grundströmung, welche aus Beobachtungen bekannt ist (vgl. Abb. 2.16a), kommt es zu einer Änderung der Ausbreitungsbedingungen für planetarische Wellen und damit zu einer Änderung der Haupt-Dissipationsgebiete in der Stratosphäre. Ab Dezember findet beispielsweise äquatorwärts von der positiven Westwindanomalie und dem Gebiet positiver Divergenzanomalien eine verstärkte Ausbreitung von Wellen in Richtung Äquator statt, welche sich im Januar weiter verstärkt und zu einer signifikant stärkeren Abschwächung (Konvergenz,  $-1.5 \text{ m/s/d}$ ) der Strömung zwischen  $20$  bis  $30^\circ\text{N}$  und einer Höhe von  $35$  bis  $70 \text{ km}$  ( $8\text{--}0,05 \text{ hPa}$ ) führt, erkennbar an den negativen Windanomalien in diesem Bereich in Abb. 5.6b. Wieder findet eine positive Rückkopplung zwischen den Wellen und der zonalen Grundströmung statt. Da die Modulation des PNJ so lange im Modell stattfindet wie ein Westwindstrahlstrom vorhanden ist (Abb. 4.5), findet auch die positive Rückkopplung zwischen Wellen und Grundströmung bis in den Mai hinein statt (in Abb. 5.9a nur bis März gezeigt). Auffällig in Abb. 5.9a ist auch die sich ab Januar aus der Troposphäre verstärkende Wellenausbreitung, die bis in den März hinein anhält. Auch bei diesen Differenzen ist, wie bereits bei den Winddifferenzen angemerkt, eine deutliche Konzentration der stärksten Signale auf die hohen Breiten zu erkennen. Dies wurde auf die Modellklimatologie zurückgeführt und erklärt die leichten zeitlichen und räumlichen Verschiebungen der Sonnensignale im Vergleich zu Beobachtungen.

### Änderungen der Wellenausbreitung

Dass die beschriebenen Änderungen der Welle-Grundstrom Wechselwirkungen nicht unbedingt mit einer Änderung der troposphärischen Wellenaktivität, sondern mit einer geänderten Wellenaktivität in der Stratosphäre einhergehen, ist in Abb. 5.10 zu sehen. Als Maß für die Wellenaktivität sind zum einen der Impulsfluss (Abb. 5.10a,b), der proportional zur Meridional Komponente des EP-Vektors ist und den Impulstransport der Wellen angibt, und zum anderen der Wärmefluss (Abb. 5.10c,d), der proportional zur Vertikalkomponente des EP-Vektors ist und den Wärmetransport durch Wellen angibt, dargestellt. In der oberen Stratosphäre ( $5 \text{ hPa}/37 \text{ km}$ ) findet man im Frühwinter (November, Dezember) einen geringeren Impulsfluss in mittleren und hohen Breiten (Abb. 5.10b), der auf eine verringerte Wellenaktivität schließen lässt und zu der geringeren Abschwächung der Strömung in diesem Bereich (vgl. Abb. 5.9a) passt.



**Abbildung 5.10:** Zonal gemittelter totaler Impulsfluss  $\overline{v'u'}$  in 5 hPa (37 km) von 90°S bis 90°N von Juli bis Juni. a) Absolutwerte für das mittlere Sonnenfleckennminimum-Modellexperiment, Isolinienabstand: 20 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>, schattiert: Standardabweichung. b) Differenz zwischen Sonnenfleckennmaximum und -minimum-Modellexperiment, Isolinienabstand: 5 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>, schattiert: statistisch signifikante Gebiete. Zonal gemittelter totaler Wärmeffluss  $\overline{v'T'}$  in 100 hPa (16 km) von 90°S bis 90°N von Juli bis Juni. c) Absolutwerte für das mittlere Sonnenfleckennminimum-Modellexperiment, Isolinienabstand: 2 K m/s, schattiert: Standardabweichung. d) Differenz zwischen Sonnenfleckennmaximum und -minimum-Modellexperiment, Isolinienabstand: 0,5 K m/s, schattiert: statistisch signifikante Gebiete.



**Abbildung 5.11:** Zonal gemittelter totaler Wärmefluss  $\overline{v'T'}$  in 100 hPa (16 km) von 90°S bis 90°N von Juli bis Juni. Klimatologisches Mittel aus NCEP/NCAR Reanalysedaten von 1968-2002, Isolinenabstand: 2 K m/s, schattiert: Standardabweichung.

Gleichzeitig ist auch der Wärmefluss in der unteren Stratosphäre (100 hPa/16 km), der ein Maß für die aus der Troposphäre kommenden Wellen ist, von November bis in den Januar hinein verringert (Abb. 5.10d), was auf eine insgesamt verringerte Wellenaktivität in der Stratosphäre schließen lässt. Tatsächlich zeigt die Differenz des Impulsflusses in der oberen Stratosphäre aber im Januar bereits eine Verstärkung (Abb. 5.10b) und damit eine höhere Wellenaktivität an, die durch eine Änderung der Ausbreitungsbedingungen in der Stratosphäre selber entsteht. Erst im Februar und März erkennt man einen signifikant stärkeren Wärmefluss (Abb. 5.10d), d.h. eine verstärkte Wellenaktivität, aus der Troposphäre, auf die bereits in Abb. 5.9a hingewiesen wurde. Die Wellen dissipieren allerdings bereits in der mittleren Stratosphäre (Abb. 5.9a) und haben keinen großen Einfluss mehr auf die obere Stratosphäre, wo man im Februar beispielsweise eine geringere Wellenaktivität beobachten kann (Abb. 5.10b).

Der Antrieb der stratosphärischen Zirkulation durch planetarische Wellen (die Wellenaktivität) wird also von der unterschiedlichen solaren Einstrahlung zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum moduliert, wobei es sowohl zu einer teilweise signifikanten Änderung der Wellenausbreitung aus der Troposphäre als auch zu einer Änderung der Wellenausbreitungsbedingungen in der Stratosphäre selber kommt. Ob die Verstärkung der Wellenaktivität aus der Troposphäre sich aufgrund der Änderungen in der Stratosphäre in den Monaten davor ergibt, kann hier nur vermutet werden. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass es im Sonnenfleckmaximum im Frühwinter zu einer geringeren Abschwächung der Grundströmung durch eine geringe Wellenaktivität und im späteren Verlauf des Winters zu einer verstärkten Abschwächung der Grundströmung durch eine verstärkte Wellenaktivität kommt. Diese im Modell gefundenen Zusammenhänge bestätigen damit erstmals die Abschätzungen aus Beobachtungen (z. B. Kodera und Kuroda, 2002; Hood, 2003; Hood und Soukharev, 2003).

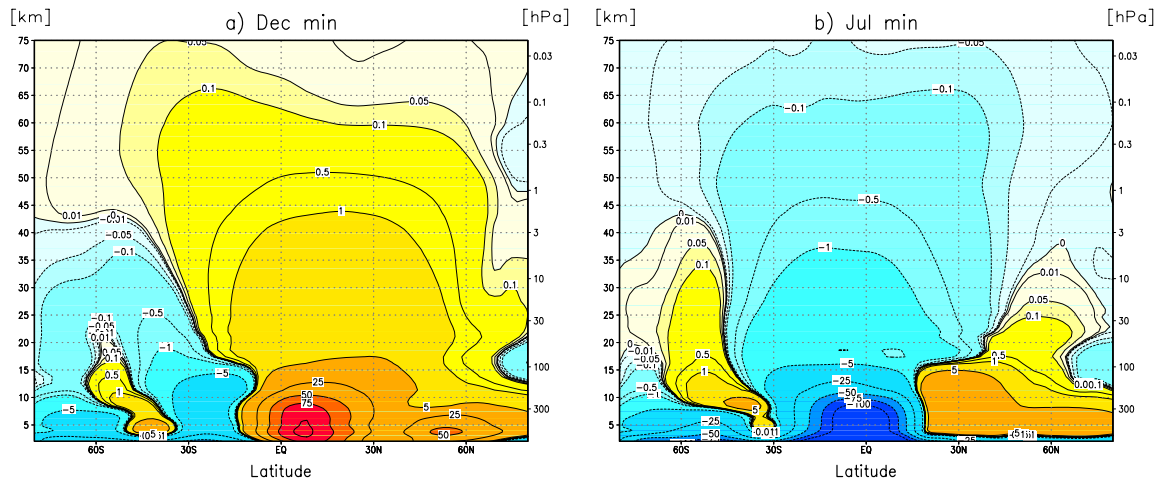
In Abb. 5.11 sind zum Vergleich die Absolutwerte des Wärmeflusses in 100 hPa (16 km) für die Beobachtungsdaten dargestellt. In den Beobachtungen breiten sich planetarische Wellen auf der Nordhemisphäre von September bis April und in der Südhemisphäre von März bis November in die Stratosphäre aus. Eine maximale Wellenaktivität tritt in einer Breite von 60° auf beiden Hemisphären auf, wobei das Maximum auf der Nordhemisphäre 16 K m/s im Januar erreicht und auf der Südhemisphäre zwei Maxima mit -12 K m/s im Oktober sowie -4 K m/s im Juni auftreten (Abb. 5.11). Wie bereits erwähnt ist die Wellenaktivität auf der Südhemisphäre aufgrund der unterschiedlichen Land-Meer Verteilung auf den beiden Hemisphären

sehr viel geringer und  $\overline{v'T'}$  ist aufgrund der zum Südpol gerichteten Vertikalkomponente  $v$  negativ. Im Modell findet man maximale Werte des Wärmeflusses bei ca.  $55^\circ\text{N}$  mit  $20\text{ K m/s}$  im Dezember/Januar (Abb. 5.10c). Auf der Südhemisphäre findet eine deutlich geringere (in etwa halb so starke) Wellenaktivität statt (vgl. auch Abb. 5.8), welche im Modell zwei Maxima im Juni/Juli und ein stärkeres im Dezember mit  $-8\text{ K m/s}$  aufweist. Während das Modell auf der Nordhemisphäre gut mit den Beobachtungen übereinstimmt, zeigen sich auf der Südhemisphäre erhebliche Unterschiede. Ganz besonders auffällig ist die unterschiedliche Lage des zweiten Wärmeflussmaximums, welches in Beobachtungen im Oktober, im Modell allerdings erst zwei Monate später im Dezember auftritt. Der PNJ auf der Südhemisphäre ist bis Oktober noch sehr stark und reicht sehr weit in die untere Stratosphäre/obere Troposphäre (vgl. Abb. 3.16), so dass eine Wellenausbreitung in den sehr starken Westwinden verhindert wird (vgl. auch Abb. 5.8b). Erst ab Oktober/November haben sich die Winde so abgeschwächt, dass eine Wellenausbreitung möglich ist. Dies ist genau der Zeitpunkt, ab dem das Westwindssignal auf der Südhemisphäre polwärts und abwärts zu wandern beginnt (vgl. Abb. 5.6). Die in Beobachtungen gefundene positive Rückkopplung zwischen Wellen und Grundströmung wird also auch auf der Südhemisphäre simuliert, ist aber aufgrund der bereits diskutierten Verschiebung der Jahreszeiten, im Vergleich zu Beobachtungen zeitlich verschoben.

Änderungen der planetarischen Wellenaktivität haben nicht nur einen Einfluss auf die Welle-Grundstrom Wechselwirkung, sondern auch auf die MRZ (vgl. auch Abb. 2.16b), die im Folgenden gezeigt werden.

### Änderungen der mittleren meridionalen Restzirkulation

In Abb. 5.12 sind die Absolutwerte der meridionalen Stromfunktion, welche ein Maß für die großräumige atmosphärische Zirkulation ist und in folgendem Zusammenhang mit den Komponenten der MRZ steht:  $\overline{v^*} = -(\cos \phi)^{-1} d\Psi/dp$ ,  $\overline{w^*} = (a \cos \phi)^{-1} d\Psi/d\phi$ , für den Nord- (Dezember) und den Südwinter (Juli) für das Sonnenfleckenminimum dargestellt. Mithilfe der Stromfunktion erkennt man sehr deutlich die einzelnen Zirkulationzellen, wie z. B. die Hadley Zirkulation in der tropischen Troposphäre. In der tropischen Troposphäre der Sommerhemisphäre befindet sich der aufsteigende Ast der großen Zirkulationszelle, welche sich in der Mittleren Atmosphäre vom Sommer- zum Winterpol erstreckt und durch ein großskaliges Absinken auf der Winterhemisphäre gekennzeichnet ist. Durch diese großskalige Zirkulation wird der Eintrag von Spurengasen und Wasserdampf aus der Troposphäre sowie deren Transport innerhalb der Stratosphäre verdeutlicht. In Abb. 5.9a war bereits auf die Modulation der Wellenaktivität mit der geänderten solaren Einstrahlung hingewiesen worden. Änderungen der Divergenz des EP-Vektors treten gemeinsam mit Änderungen der MRZ auf, wirken aber in entgegengesetzte Richtung (Gl. 5.18). Das heißt eine positive Divergenz des EP-Vektors (Beschleunigung der Grundströmung) tritt gleichzeitig mit einer Abschwächung der MRZ auf und umgekehrt. In Abb. 5.9a ist bereits gezeigt worden, dass im Sonnenfleckenmaximum im Frühwinter (November/Dezember) eine relative Beschleunigung der Grundströmung ( $\Delta \nabla \cdot \mathbf{F} > 0$ ) in den mittleren bis hohen Breiten der Stratosphäre stattfindet. Passend dazu findet man eine relative äquatorwärtige Anomalie der MRZ (Pfeile in Abb. 5.9b), also eine Abschwächung der MRZ. Diese Abschwächung der globalen MRZ steht in Zusammenhang mit den Temperaturanomalien. Im November ergeben sich daraus beispielsweise eine relative Temperaturabnahme in hohen und eine relative Temperaturzunahme in der tropischen oberen Stratosphäre. Im Januar findet man passend zu der verstärkten Wellenaktivität im Sonnenfleckenmaximum (Abb. 5.9a und 5.10b) eine Verstärkung der MRZ in der oberen Stra-

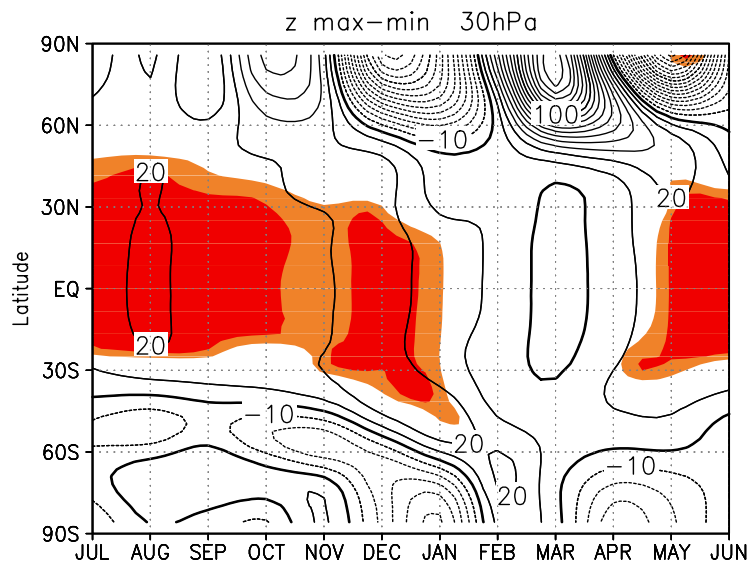


**Abbildung 5.12:** Absolutwerte der Stromfunktion (dargestellt ist das Mittel der aus  $\overline{v^*}$  und  $\overline{w^*}$  berechneten Stromfunktion) in  $10^9$  kg/s für den Dezember (links) und den Juli (rechts) von 3-75 km (700 bis 0,05 hPa) Höhe und  $80^\circ\text{S}$  bis  $80^\circ\text{N}$  im Sonnenfleckenn Minimum. Positive (negative) Werte der Stromfunktion geben einen Transport zum Nordpol (Südpol) an.

tosphäre, die zu einer positiven Temperaturanomalie um  $65^\circ\text{N}$  führt. Gleichzeitig deutet sich eine Abschwächung der MRZ in der unteren und mittleren Stratosphäre an (auch erkennbar an der relativen Erwärmung in der tropischen unteren Stratosphäre), sowie eine eindeutige Abschwächung der Hadley Zirkulation (Abb. 5.9b im Januar), auf die in Kapitel 7 noch einmal ausführlich eingegangen wird. Im Januar existieren zwei in etwa gleichstarke Maxima der Temperaturanomalien am Äquator, eine in der oberen Stratosphäre in ca. 1 hPa (48 km) und die andere, welche sogar statistisch signifikant ist (vgl. Abb. 5.6), in der unteren Stratosphäre/oberen Troposphäre. Dieses Muster der Temperaturanomalien ist qualitativ mit dem aus Beobachtungen abgeleiteten Temperatursignal vergleichbar (siehe Abschnitt 2.4.1), tritt allerdings durch das Jahr hindurch nicht kontinuierlich auf und spiegelt sich daher auch nicht im Jahresmittel wider. Im Februar und März drehen sich die Vorzeichen der MRZ Anomalien, genau wie die der divF Anomalien wieder um. Im Vergleich zu Beobachtungen sind besonders die tropischen Temperatursignale in der unteren und mittleren Stratosphäre geringer und nur bis in den Januar hinein zu finden, im Februar und März findet man die stärksten tropischen Temperaturanomalien in der oberen Stratosphäre.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass das Sonnensignal auf der Nordhemisphäre im Modell über eine Änderung der Ausbreitungsbedingungen für planetarische Wellen, welche den PNJ und die MRZ moduliert, zu funktionieren scheint. Auf der Südhemisphäre findet im Modell eine zu Beobachtungen vergleichbare Wechselwirkung zeitlich sehr verschoben (ab Dezember) statt. Bisher ist nur das Signal in der jeweiligen Winterhemisphäre gezeigt worden, im nächsten Abschnitt soll nun auch der Einfluss auf die Sommerhemisphäre diskutiert werden, da dort ein sehr starker Einfluss auf die untere Stratosphäre beobachtet wird (vgl. Abschnitt 2.4.1).





**Abbildung 5.13:** Differenzen der geopotentiellen Höhe in 30 hPa (24 km) zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum von Juli bis Juni, Isolinienabstand: 10 gpm. Orange (rot) dargestellt sind die zu 95% (99%) statistisch signifikanten Gebiete.

#### 5.2.4 Das Sommersignal

Auf der Sommerhemisphäre dominieren Ostwinde die Stratosphäre, welche die Ausbreitung planetarischer Wellen verhindern (Charney und Drazin, 1961) und dadurch eine dynamische Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre verringern (vgl. auch Abb. 5.8b). Ein Einfluss von 11-jährig variierenden solaren Einstrahlungsänderungen kann auf der Sommerhemisphäre entweder über direkte Einstrahlungsänderungen oder aber über Änderungen der globalen MRZ, welche durch dynamische Wechselwirkungsprozesse auf der Winterhemisphäre entstehen und sich bis auf die Sommerhemisphäre auswirken, stattfinden. Da die direkten Einflüsse von Einstrahlungsänderungen in der oberen Stratosphäre stattfinden, man aber ein sehr starkes Sommersignal in der unteren Stratosphäre beobachtet (vgl. Abschnitt 2.4.1), müssen diese Änderungen auf andere Prozesse, z. B. auf eine Modulation der MRZ auf der Winterhemisphäre wie sie in Abb. 5.9b gezeigt wurde, zurückzuführen sein.

Während im Juli/August Geopotentialdifferenzen von mehr als 80 gpm in den Subtropen in 30 hPa (24 km) beobachtet werden (Labitzke, 2002), erreicht das simulierte Signal im Juli nur 15 gpm (siehe Abb. 5.7) und damit nur 20% des beobachteten Signales. Obwohl die Anomalien vom Modell unterschätzt werden, wird das Muster der Anomalien von 60°N bis 40°S qualitativ wiedergegeben (Abb. 5.13). In den Tropen und Subtropen treten die stärksten und im Sommer signifikanten Differenzen zwischen 20°S und 30°N auf. Auf der jeweiligen Sommerhemisphäre findet man positive Differenzen, die im Laufe des Jahres von einer Sommerhemisphäre zur anderen wandern. Das beobachtete tropische und subtropische Maximum im Nordsommer wird allerdings nicht wiedergegeben und die bereits mehrfach angesprochene Verlagerung der stärksten Modellsignale zu hohen Breiten hin, wird noch einmal deutlich. Das im Vergleich zu Beobachtungen schwache Modellsignal im nordhemisphärischen Sommer passt zu der Annahme, dass Änderungen auf der jeweiligen Sommerhemisphäre über Änderungen der MRZ auf der

Winterhemisphäre hervorgerufen werden könnten. Da das Wintersignal auf der Südhemisphäre im Juni, Juli und August sehr schwach ist, findet auf der Winterhemisphäre keine Modulation der MRZ statt, welche zu einem sehr schwachen Sommersignal in den Tropen und Subtropen und auf der Nordhemisphäre führt. Eine Modulation des PNJ/der MRZ findet auf der Südhemisphäre ab Oktober/November statt, zu dieser Zeit findet man entsprechend stärkere Signale in der geopotentiellen Höhe sowohl in den Tropen und Subtropen als auch in hohen Breiten der Nordhemisphäre. Maximale Geopotentialdifferenzen treten in den Tropen und Subtropen zu dem Zeitpunkt auf (ca. im Dezember), an dem quasi gleichzeitig auf beiden Hemisphären eine Modulation der Zirkulation auftritt. Wenn die Vermutung stimmen würde, dass Änderungen der MRZ auf der jeweiligen Winterhemisphäre das Sommersignal mitbestimmen, müsste man logischerweise aufgrund des verbesserten nordhemisphärischen Wintersignales auch ein besseres südhemisphärische Sommersignal bekommen. Dies ist allerdings nicht der Fall (Abb. 5.13) und könnte entweder auf die extreme Kürze des südhemisphärischen Sommers oder auf wichtige in den durchgeführten Modellexperimenten noch fehlende Wechselwirkungsprozesse hindeuten.

## 5.3 Diskussion der Ergebnisse

Wie in diesem Kapitel gezeigt wurde, stimmen die Ergebnisse der Modellsimulationen, in denen realistischere äquatoriale Windprofile berücksichtigt wurden, besser mit den Beobachtungen überein als bisherige Modellstudien, weshalb erstmals gezielte Studien des Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus möglich sind. In diesem Kapitel konnten folgende Teile des aus Beobachtungen abgeleiteten Mechanismus (Abb. 2.15) nachvollzogen werden:

1. Das Modell simuliert den direkten Einfluss auf die Temperatur in der tropischen oberen Stratosphäre durch die Vorgabe von UV-Strahlungs- **und** Ozonänderungen.
2. Dieser direkte Einfluss führt zu einer Änderung des meridionalen Temperaturgradienten, der wiederum über verschiedene Wechselwirkungsprozesse (Modulation von PNJ und MRZ) indirekte Zirkulationsänderungen in der Atmosphäre hervorruft.

Diese Ergebnisse stellen wesentliche Verbesserungen im Vergleich zu vorangegangenen Modellstudien mit dem FUB-CMAM und anderen Modellen dar, welche im Folgenden kurz betrachtet werden.

### 5.3.1 Verbesserungen im Vergleich zu anderen Modellstudien

Im Vergleich zu vorangegangenen Experimenten mit dem FUB-CMAM, nämlich dem Experimentenpaar ohne QBO (kwsomin/kwsomax) (z. B. Labitzke und Matthes, 2003; Matthes et al., 2004; Kodera et al., 2003), welches an dem GRIPS-Vergleich beteiligt war (vgl. Abb. 2.13 und 2.14), und Studien mit anderen Modellen (z. B. Matthes et al., 2004) konnten folgende Verbesserungen erzielt werden:

1. Es existiert ein Initialsignal in der subtropischen oberen Stratosphäre, welches über verschiedene Wechselwirkungsprozesse in die hohen Breiten der Nordhemisphäre transportiert wird. Diese Modulation der atmosphärischen Zirkulation findet im Modell so lange statt, wie ein Westwindstrahlstrom vorhanden ist. Die simulierten Prozesse sind mit

Beobachtungen vergleichbar und erlauben deshalb zum ersten Mal gezieltere Mechanismusstudien zum Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Atmosphäre.

2. Im nordhemisphärischen Winter sind die Signale in der zonal gemittelten Temperatur (Abb. 5.6a) und dem zonal gemittelten Wind (Abb. 5.6b) im Vergleich zu anderen Modellstudien (vgl. Abb. 2.14) stärker geworden und zeigen eine eindeutige polwärtige Abwärtsbewegung der Anomalien des PNJ, welche mit Beobachtungen vergleichbar ist. Ein weiteres Beispiel für die Annäherung der Modellsimulationen an Beobachtungen ist anhand der Anomalien der 30-hPa geopotentiellen Höhe (Abb. 5.7) im Vergleich zu dem am GRIPS-Vergleich beteiligten Modellen in Abb. 4.2 zu erkennen. Das FUB-CMAM zeigt in Abb. 5.7 beispielsweise im Januar ein bis zu 30% stärkeres Signal im Vergleich zu dem vorangegangenen Experiment ohne QBO (kwsomin/kwsomax).

Trotz der erzielten Verbesserungen der Simulation des Sonnensignales im nordhemisphärischen Winter, verhindert der starke südhemisphärische PNJ vermutlich ein zu Beobachtungen vergleichbares Signal im südhemisphärischen Winter, welches zeitlich sehr verschoben auftritt. Die in Beobachtungen gefundene Symmetrie der Prozesse im nord- und südhemisphärischen Winter kann im Modell aufgrund der Verschiebung der Jahreszeiten und der dadurch schwachen Ausprägung der südhemisphärischen Signale leider nicht überprüft werden. Das zu geringe Signal im nordhemisphärischen Sommer wird ebenfalls auf den zu starken südhemisphärischen PNJ zurückgeführt, das schwache südhemisphärische Sommersignal auf den zu kurzen südhemisphärischen Sommer im Modell. Insgesamt sind die Signale im Modell immer noch geringer als in Beobachtungen, dies ist besonders in niedrigen Breiten auffällig (vgl. Kapitel 8).

Die in diesem Kapitel ausgewerteten Experimente unterscheiden sich von dem Experimentenpaar ohne QBO (kwsomin/kwsomax) nur durch die Hinzunahme realistischerer äquatorialer Winde in der gesamten Stratosphäre. Die erzielten Simulationsverbesserungen werden daher auf diese realistischeren Vorgaben im Modell zurückgeführt, die offensichtlich eine realistischere Antwort des Modells auf die Vorgabe von solaren UV-Strahlungs- und Ozonänderungen zur Folge haben. Diese Schlussfolgerungen werden auch durch den Vergleich mit den Ergebnissen anderer am GRIPS-Vergleich beteiligter Modelle gestützt, welche im nordhemisphärischen Winter nicht mit Beobachtungen vergleichbar waren, aber auch nicht die äquatorialen Windschwingungen berücksichtigten. Die Rolle der äquatorialen Windschwingungen für die Verbesserung der Windklimatologie sowie das Sonnensignal in Abhängigkeit von der Phase der QBO werden im nun folgenden Kapitel diskutiert.

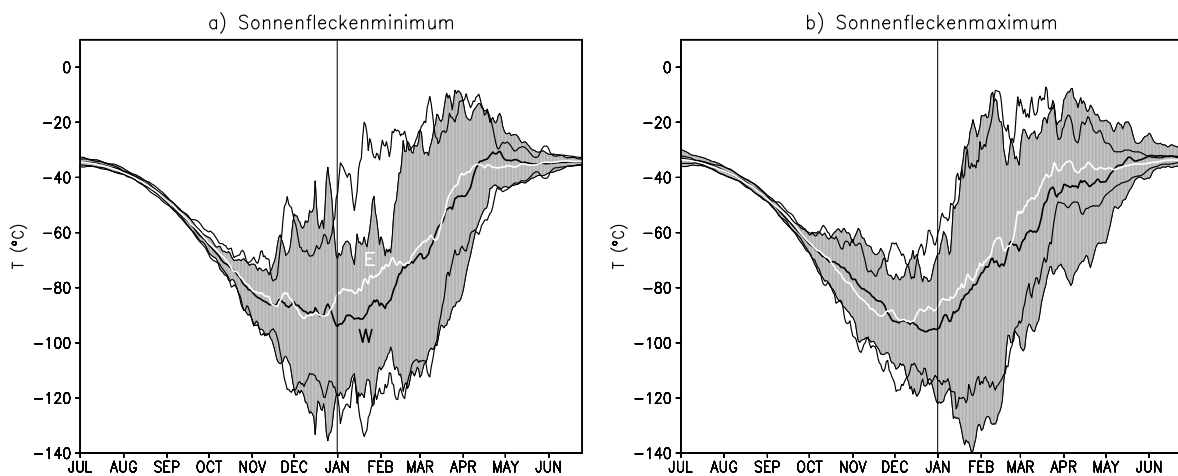
# Kapitel 6

## Der Einfluss von Sonnenfleckenzyklus und QBO im Modell

Bisher wurde nur das mittlere Sonnensignal diskutiert. In diesem Kapitel wird nun der (dynamische) Beitrag der tropischen Stratosphäre für die Ausbildung eines Sonnensignales in der Modellatmosphäre betrachtet, um die mit Fragezeichen behaftete Rolle der QBO und der SAO im Mechanismusschaubild (Abb. 2.15) zu klären bzw. zu analysieren. Dafür werden die in Kapitel 5 untersuchten Modellexperimente für Sonnenfleckenmaximum und -minimum-Bedingungen getrennt für die beiden QBO-Phasen diskutiert (kwmaeqbof/kwmieqbof, kw-mawqbof/kwmiwqbof; vgl. Tab. 3.3). Wie in Kapitel 2 bereits ausgeführt wurde, gibt es momentan noch keine Modellstudie, welche unter realistischen Vorgaben von UV-Strahlungs- und Ozonänderungen den Einfluss der äquatorialen Windschwingungen untersucht hat. Deshalb erfolgt ein Vergleich mit Beobachtungsstudien sowie mit anderen FUB-CMAM Modellexperimenten, in denen eine QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre (kwqbomax/kwqbomin) vorgegeben wurde.

### 6.1 Das Wintersignal

Das solare Signal unterscheidet sich für die beiden QBO-Phasen sowohl im Winter (Labitzke, 1987; Labitzke und van Loon, 1988) als auch im Sommer (Labitzke, 2003) (vgl. auch Kapitel 2). Während man im Sonnenfleckenminimum im Winter den „Holton und Tan Mechanismus“ beobachten kann (kalte, ungestörte Winter in der QBO-West- und warme, gestörte Winter in der QBO-Ostphase), ist er im Sonnenfleckemaximum nicht mehr so klar erkennbar. Große Stratosphärenenerwärmungen treten dann nämlich unter QBO-West-Bedingungen auf. Eine Erweiterung des „Holton und Tan Mechanismus“, welcher sich auf die Definition der QBO in der unteren tropischen Stratosphäre stützt, wurde erst kürzlich von Gray et al. (2001a,b) durch die Hinzunahme der Winde in der oberen Stratosphäre durchgeführt (vgl. Kapitel 2). Diese neue Erkenntnis floss durch die Implementierung von äquatorialen Winden bis in die obere Stratosphäre in die hier vorgestellten Modellexperimente ein und erlaubt daher eine Überprüfung dieses in Beobachtungen und mechanistischen Modellstudien gefundenen Zusammenhanges.

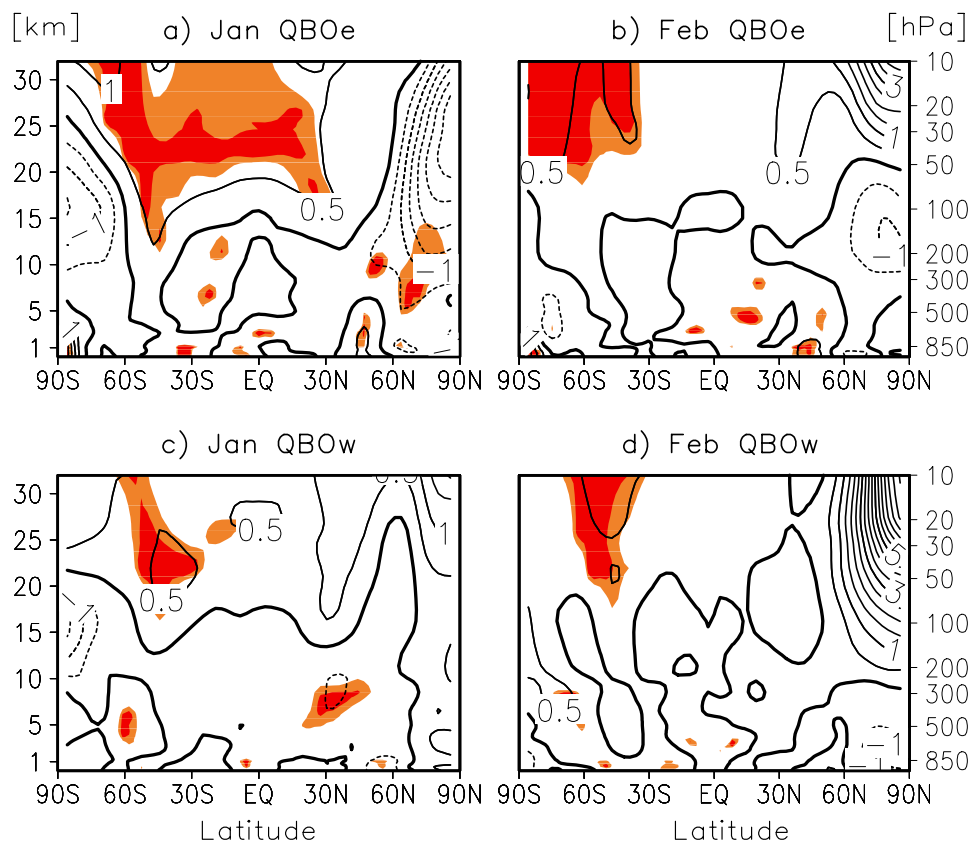


**Abbildung 6.1:** Langzeit-Tagesmittel der 10-hPa (32 km) Nordpoltemperatur in °C für a) die Sonnenfleckenminimum- und b) die Sonnenfleckenmaximum-Experimente. QBO-West-Experimente: schwarze Linie mit grau schattierter  $2\sigma$ -Standardabweichung, QBO-Ost-Experimente: weiße Linie mit unausgefüllter  $2\sigma$ -Standardabweichung. Die vertikale Linie im Januar gibt den Übergang zwischen Früh- und Spätwinter an (Fig. 10 aus Matthes et al., 2004).

### 6.1.1 Der „Holton und Tan Mechanismus“ im Modell

Anhand des Langzeit-Tagesmittels der 10-hPa Nordpoltemperatur für die vier Experimente erkennt man, dass der „Holton und Tan Mechanismus“ im Modell für die Sonnenfleckenminimum-Experimente von Januar bis März erfüllt ist (Abb. 6.1a), für die Sonnenfleckenmaximum-Experimente jedoch nicht mehr (Abb. 6.1b). Dies bestätigt die aus Beobachtungen gefundenen Zusammenhänge. Besonders deutlich erkennt man dies beim Vergleich der Standardabweichungen, welche ein Maß für die Variabilität der Experimente darstellen. Während die Variabilität im Januar und Februar im Sonnenfleckenminimum für das QBO-West-Experiment geringer als für das QBO-Ost-Experiment ist (das entspricht einem kälteren, ungestörteren Wirbel im QBO-West-Experiment), ist sie im Sonnenfleckenmaximum für das QBO-West-Experiment sogar stärker als für das QBO-Ost-Experiment und spricht für das verstärkte Auftreten von Stratosphärenerwärmungen im QBO-West-Experiment. Die Unterschiede in den Experimenten sind zwar nicht statistisch signifikant, lassen aber im Vergleich zu anderen Experimenten mit dem FUB-CMAM eine eindeutige Verbesserung der Simulationsergebnisse erkennen, worauf im weiteren Verlauf ausführlich eingegangen wird. Gut zu erkennen ist in Abb. 6.1 auch das bereits angesprochene „cold pole“ Problem.

Das verstärkte Auftreten von Stratosphärenerwärmungen im Sonnenfleckenmaximum-Experiment bei einer QBO-Westphase ist noch einmal in Abb. 6.2 dargestellt. Im QBO-West-Experiment (Abb. 6.2c,d) treten Stratosphärenerwärmungen im Sonnenfleckenmaximum, erkennbar an den positiven Temperaturdifferenzen in den hohen Breiten, bereits im Januar in der mittleren Stratosphäre auf und erstrecken sich im Februar bis in die untere Stratosphäre. Dabei stimmt die maximale Temperaturdifferenz von +8 K in der mittleren Stratosphäre im Februar sehr gut mit dem beobachteten Wert von +9 K (Labitzke, 2001) überein. Im QBO-Ost-Experiment hingegen prägen negative Differenzen, welche einen kälteren, ungestörteren Wirbel angeben, das Bild in der mittleren und unteren Stratosphäre im



**Abbildung 6.2:** Temperaturdifferenzen zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum-Experiment von 90°S bis 90°N und 1000 bis 10 hPa (0-32 km) für a) den Januar des QBO-Ost-Experimentes, b) den Februar des QBO-Ost-Experimentes, c) den Januar des QBO-West-Experimentes und d) den Februar des QBO-West-Experimentes. Isolinienabstand: 0,5 K, orange (rot) sind zu 95% (99%) statistische signifikante Gebiete dargestellt (Fig. 11 aus Matthes et al., 2004).

Januar und in der unteren Stratosphäre und oberen Troposphäre im Februar. Positive Temperaturdifferenzen treten in der mittleren Stratosphäre im Februar, also einen Monat später als für das QBO-West-Experiment, auf. Das unterschiedliche Auftreten von Stratosphärenerwärmungen in den vier Modellexperimenten ist in Tab. 6.1 noch einmal zusammengestellt. Das Experiment unter Sonnenfleckmaximum- und QBO-West-Bedingungen ist genau wie das Experiment unter Sonnenfleckminimum- und QBO-Ost-Bedingungen durch zwei große Stratosphärenerwärmungen und über 30 kleine Erwärmungen gekennzeichnet, während die anderen beiden Experimente deutlich weniger Erwärmungen (etwas über 20) und keine einzige große Erwärmung zeigen. Im Modell treten genau wie in den Beobachtungen sehr viele Stratopausenerwärmungen während des Winters auf, welche sich allerdings nicht nach unten durchsetzen (z. B. Braesicke und Langematz, 2000). Bei der hier gewählten Definition wurden nur die Erwärmungen gezählt, die bis mindestens 5 hPa (~37 km) herunterreichten. Natürlich kann man bei einer Länge der Modellexperimente von jeweils 15 Jahren nicht mit hundertprozentiger Sicherheit ausschließen, dass es sich um eine zufällig gute Übereinstimmung zwischen Beobachtungen und Modell im Hinblick auf die auftretenden Erwärmungen handelt. In Abb. 6.2 erkennt man wieder sehr gut das entgegengesetzte Verhalten der stratosphärischen Signale in hohen und niedrigen geographischen Breiten, welches dem Konzept der NAM

Sonnenflecken-/QBO-Phase	Major Warmings	Minor Warmings
Maximum/QBO-West	2	33
Minimum/QBO-Ost	2	34
Maximum/QBO-Ost	–	23
Minimum/QBO-West	–	22

**Tabelle 6.1:** Anzahl der in den Experimenten mit realistischem äquatorialen Windprofil auftretenden großen (Major) und kleinen (Minor) Stratosphärenenerwärmungen. Kriterium für ein Major Warming: positiver Temperaturgradient zwischen dem Nordpol (NP) und mittleren Breiten ( $\Delta T(NP - 60^\circ N) > 0$ ), Ostwind in  $60^\circ N$  und 10 hPa oder darunter, Zusammenbruch der normalen Winterzirkulation; Minor Warming: positiver Temperaturgradient und Abschwächung des Westwindes in  $60^\circ N$  in irgendeiner stratosphärischen Schicht.

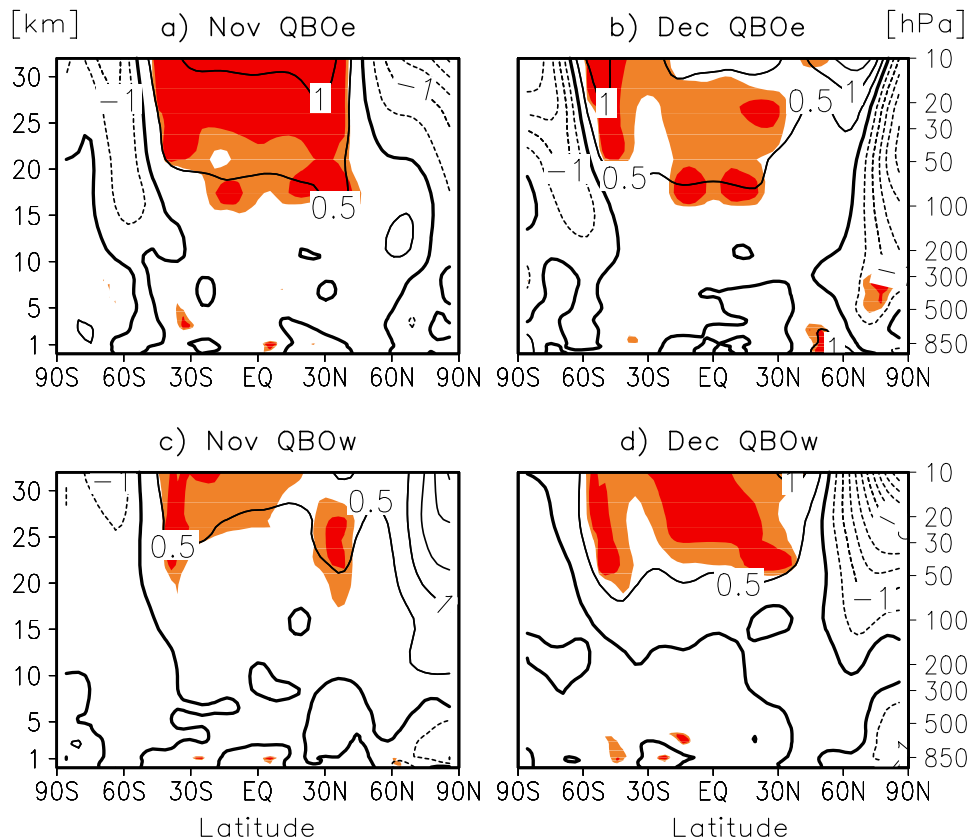
entspricht. Während man in der Polarregion im Januar des QBO-Ost-Experimentes negative Anomalien (in der unteren Stratosphäre zum Teil statistisch signifikant) erhält, findet man statistisch signifikante positive Anomalien von den mittleren Breiten der Nordhemisphäre bis in die Südhemisphäre. Für das QBO-West-Experiment erhält man ein nahezu entgegengesetztes Muster mit positiven Anomalien in polaren Breiten und schwach positiven Anomalien (relatives Temperaturminimum) in den Tropen, welche sehr viel weniger signifikant sind. Dieses Verhalten des Modells ist zwar weniger stark ausgeprägt als in Beobachtungen, geht aber in die richtige Richtung. Mögliche Gründe für das schwache Signal in niedrigen Breiten werden in der Zusammenfassung (Kapitel 8) diskutiert. Bemerkenswert ist auch die Ausdehnung der stratosphärischen Anomalien bis in die Troposphäre hinein (vgl. Kapitel 7). Die tropischen und subtropischen positiven Temperaturanomalien erstrecken sich von November bis Februar für beide Experimente von der Stratosphäre bis in die Troposphäre (vgl. Abb. 6.3 und Abb. 6.2). Anhand der Signifikanzen für das QBO-Ost-Experiment erkennt man eine Verlagerung dieser Gebiete von der mittleren Stratosphäre im November bis in die untere Stratosphäre im Januar. Im Februar verschwinden diese Signifikanzen wieder. Für das QBO-West-Experiment sind die statistisch signifikanten Gebiete generell kleiner und sowohl die Differenzen in den Tropen und Subtropen als auch die in hohen Breiten reichen nicht so weit in die Troposphäre hinein wie für das QBO-Ost-Experiment. Der stärkste Unterschied in den troposphärischen Anomalien zwischen dem Ost- und dem West-Experiment tritt im Dezember und Januar auf (vgl. Kapitel 7).

Um die gezeigten unterschiedlichen Signale in der unteren und mittleren Stratosphäre für das QBO-Ost- und das QBO-West-Experiment zu erklären, wird im Folgenden die vertikale Struktur der Signale für beide Experimente untersucht.

### 6.1.2 Nordhemisphäre

Die nordhemisphärischen Temperatur- und Winddifferenzen für das QBO-Ost- und das QBO-West-Experiment zeigen die Entwicklung für die beiden Experimente (Abb. 6.4).

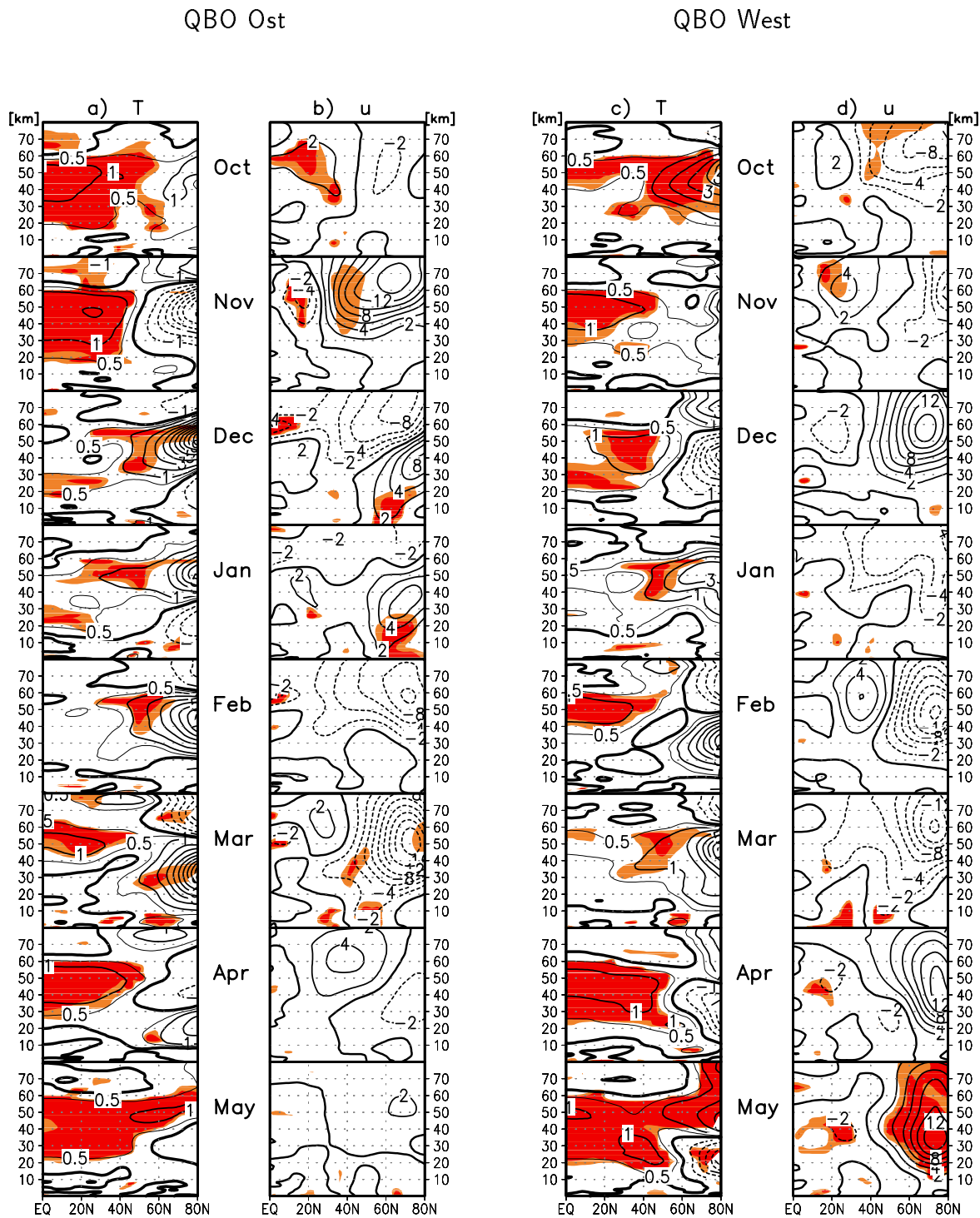
In beiden Experimenten tritt im Oktober ein Westwind-Initialsignal in einer Breite von  $20^\circ N$  und einer Höhe von 55 km auf, welches für das QBO-Ost-Experiment stärker und statistisch signifikant ist (Abb. 6.4b,d). Dieses Westwind-signal lässt sich über die thermische Windrelation (Gl. 3.19) als Folge des direkten Temperatursignales in den Tropen erklären (vgl. auch Abschnitt 5.2.2). Die unterschiedliche Stärke des tropischen Temperatursignales im QBO-Ost- und West-Experiment erklärt zumindest teilweise die unterschiedliche Stärke des Westwind-Initialsignales im Oktober (vgl. Abschnitt 6.3.3). Im November verstärkt sich das tropische



**Abbildung 6.3:** Wie Abb. 6.2 nur für den November und Dezember.

Temperatursignal ebenso wie die Westwinddifferenzen in den beiden Experimenten. Im QBO-Ost-Experiment findet man im November passend zu dem Quadrupol-Muster in der Temperatur, eine an der äquatorwärtigen Flanke des Signales statistisch signifikante Westwinddifferenz von 14 m/s (Abb. 6.4b). Diese beginnt ab November durch die bereits für das mittlere Sonnensignal beschriebene positive Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung polwärts und abwärts zu wandern (vgl. Abschnitt 5.2.3 und 5.2.3). Für das QBO-West-Experiment ist diese positive Wechselwirkung ebenfalls erkennbar, verläuft aber sowohl räumlich als auch zeitlich etwas anders (vgl. Abschnitt 6.3.3). Erst im November des QBO-West-Experimentes verstärkt sich das tropische Temperatursignal und die Westwindinitialdifferenz (Abb. 6.4c,d), die im Dezember mit 14 m/s die gleiche Größenordnung wie die Winddifferenz im November des QBO-Ost-Experimentes erreicht (Abb. 6.4b). Die Größenordnung der Winddifferenzen passt mit Ausnahme der subtropischen Signale besser zu den Beobachtungen (Abb. 2.10) als vorangegangene Studien mit dem FUB-CMAM (Labitzke und Matthes, 2003) und anderen Modellen (Matthes et al., 2003). Für die beiden QBO-Phasen ist insbesondere die unterschiedliche Breitenlage der Differenzen bemerkenswert. Die stärksten Winddifferenzen im QBO-West-Experiment treten meistens in höheren Breiten auf und reichen nicht so weit in die mittleren und subtropischen Breiten (z. B. im Dezember und Februar bis Mai) wie die stärksten Differenzen im QBO-Ost-Experiment. Dies hängt unter anderem mit der unterschiedlichen Lage der Temperaturdifferenzen zusammen, die beispielsweise für das QBO-Ost-Experiment im November in tropischen und subtropischen Breiten maximal sind (Abb. 6.4a), während das Maximum in dem QBO-West-Experiment zu mittleren Breiten verschoben ist (Abb. 6.4c). Das Maximum der Winddifferenzen ist dementsprechend für das QBO-West-Experiment zu hohen Breiten verschoben (Abb. 6.4d). Die unterschiedliche Stärke der Westwind-Initialsignale, die





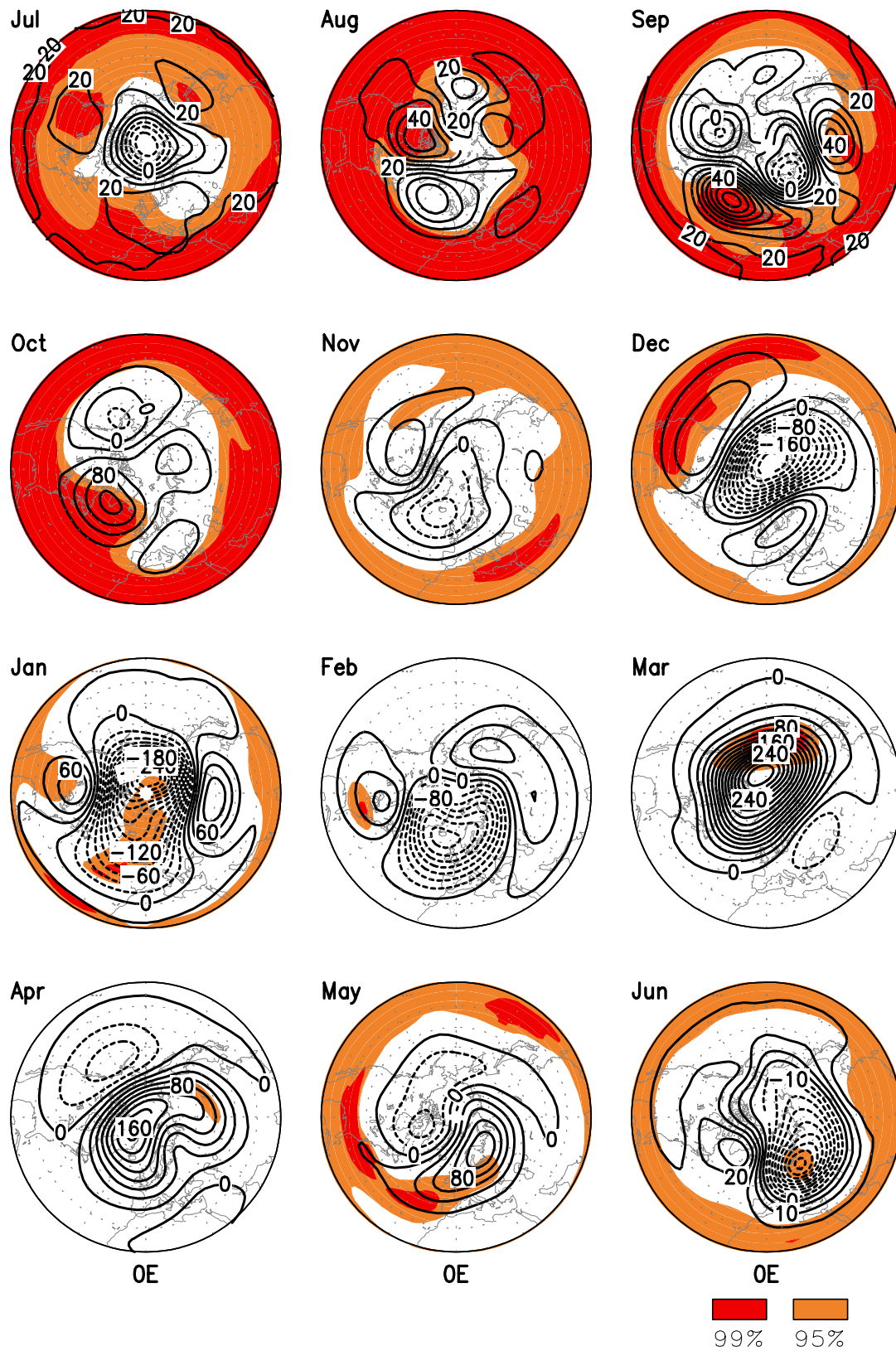
**Abbildung 6.4:** Wie Abb. 5.6 für a) die Temperaturdifferenzen des QBO-Ost-Experimentes, b) die Differenzen des zonal gemittelten zonalen Windes des QBO-Ost-Experimentes, c) die Temperaturdifferenzen des QBO-West-Experimentes und c) die Differenzen des zonal gemittelten zonalen Windes des QBO-West-Experimentes, statistisch signifikante Gebiete sind farbig gekennzeichnet (Abb. 6.4b,d entspricht Fig. 12 aus Matthes et al., 2004).

unterschiedliche Lage der Winddifferenzen und die unterschiedliche Entwicklung in den beiden Experimenten werden in Abschnitt 6.3.3 ausführlich diskutiert.

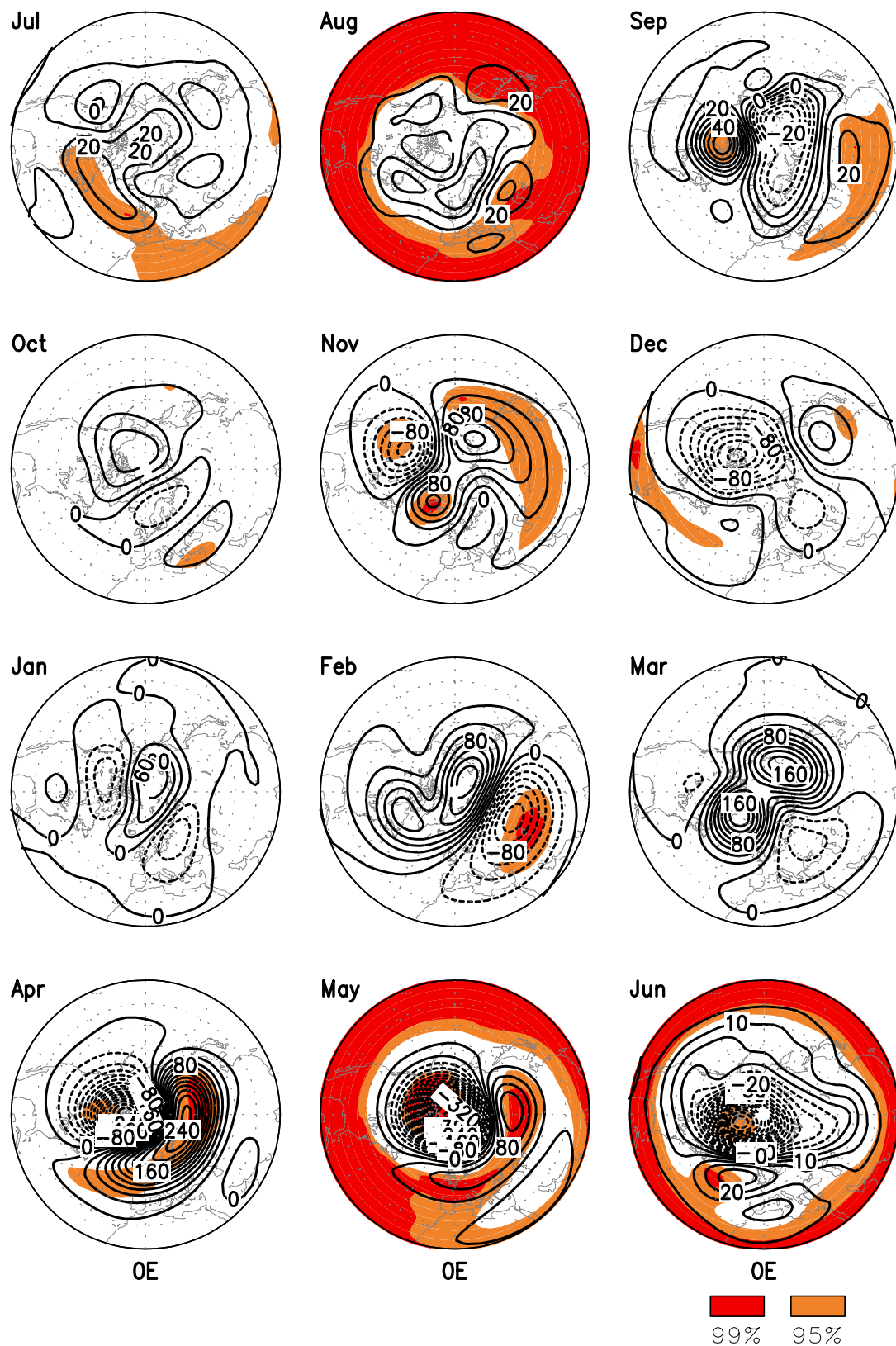
Abgesehen von der unterschiedlichen Breitenlage der Differenzen für die beiden Experimente ist die Entwicklung der zonalen Windanomalien mit einem Westwind-Initialsignal im Frühwinter und einer sich später im Winter entwickelnden Ostwindanomalie für beide QBO-Phasen sehr ähnlich. Nur das zeitliche Auftreten dieser „typischen“ Windanomalien unterscheidet sich. Der größte Unterschied zwischen den beiden QBO-Phasen tritt im Januar auf: während im Sonnenfleckmaximum ein stärkerer PNJ für das QBO-Ost-Experiment in der gesamten Stratosphäre existiert (Abb. 6.4b), ist der PNJ für das QBO-West-Experiment bereits abgeschwächt (Abb. 6.4d) und deutet das Auftreten von Stratosphärenerwärmungen an (vgl. auch Abb. 6.2). Die Entwicklung für das QBO-Ost-Experiment verläuft sehr ähnlich zum mittleren Sonnensignal in Abb. 5.6b, während die Entwicklung für das QBO-West-Experiment von Dezember an schneller verläuft und zu einem früheren Auftreten der negativen Windanomalien und damit der Stratosphärenerwärmungen führt. Interessant ist auch das Anhalten der PNJ-Modulation in den April hinein, welches schon für das mittlere Sonnensignal angesprochen wurde (Kapitel 5) sowie das Auftreten signifikanter Winddifferenzen in der Troposphäre im Dezember und Januar des QBO-Ost-Experimentes (siehe Kapitel 7). Die signifikante Westwindanomalie im Mai des QBO-West-Experimentes könnte mit einer späteren Umstellung zur Sommerzirkulation im Sonnenfleckmaximum-Experiment zusammenhängen. Generell sind die Signale in den hohen Breiten der Winterhemisphäre aufgrund der starken Jahr-zu-Jahr Variabilität im Modell statistisch nicht signifikant. Für das QBO-Ost-Experiment sind die Winddifferenzen etwas signifikanter als für das QBO-West-Experiment (Abb. 6.4b,d).

Unterschiede zwischen den Temperaturdifferenzen des QBO-Ost- und West-Experimentes treten nicht nur in den hohen Breiten der Stratosphäre und Mesosphäre, sondern auch in den subtropischen und mittleren Breiten der unteren und mittleren Stratosphäre auf. Dort befinden sich im QBO-Ost-Experiment von Oktober bis Januar signifikante positive Temperaturdifferenzen von mehr als 0,5 K (Abb. 6.4a), während man im QBO-West-Experiment vergleichbare Temperaturdifferenzen nur im November und Dezember findet (Abb. 6.4c). Ob die beschriebenen Temperaturänderungen für das QBO-Ost-Experiment wie für das mittlere Temperatursignal beschrieben, zu Änderungen der MRZ (Abschnitt 5.2.3) passen, wird in Abschnitt 6.1.4 untersucht. Im Gegensatz zu Beobachtungen (Abb. 2.10) findet man die positiven Temperatursignale in der tropischen unteren Stratosphäre im Modell nicht mehr im Februar, März und April (Abb. 6.4a).

Die sehr ähnliche Entwicklung der Zirkulationsanomalien für die beiden QBO-Phasen deutet darauf hin, dass die Phase der äquatorialen QBO lediglich das zeitliche Auftreten/die zeitliche Entwicklung des Sonnensignales in der Atmosphäre bestimmt. Das unterschiedliche zeitliche Auftreten der prinzipiell ähnlichen Muster ist auch in Beobachtungen erkennbar (vgl. Abb. 2.10) (Kodera, persönliche Mitteilung, 2002). Das Modellsignal ist im Vergleich dazu allerdings zeitlich wieder um etwa einen Monat verschoben. Im Modell erhält man den stärksten Unterschied zwischen den beiden QBO-Phasen im Januar, während er in Beobachtungen erst im Februar auftritt. Außerdem fällt beim Vergleich mit Beobachtungen wieder die geringere Variabilität und damit die geringere Größenordnung der Differenzen besonders in der subtropischen oberen Stratosphäre auf (vgl. Abschnitt 6.3.4).



**Abbildung 6.5:** Polarstereographische Projektion der Differenzen der 30-hPa geopotentiellen Höhe (24 km) zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für das Experiment mit QBO-Ostphase auf der Nordhemisphäre von 20° bis 90°N für Juli bis Juni, Isolinienabstand: Juni-September: 5 gpm, sonst: 20 gpm. Bild für den Januar: Fig. 13a aus Matthes et al. (2004).



**Abbildung 6.6:** Wie Abb. 6.5 nur für das Experiment mit einer QBO-Westphase, Bild für den Januar: Fig. 13b aus Matthes et al. (2004).

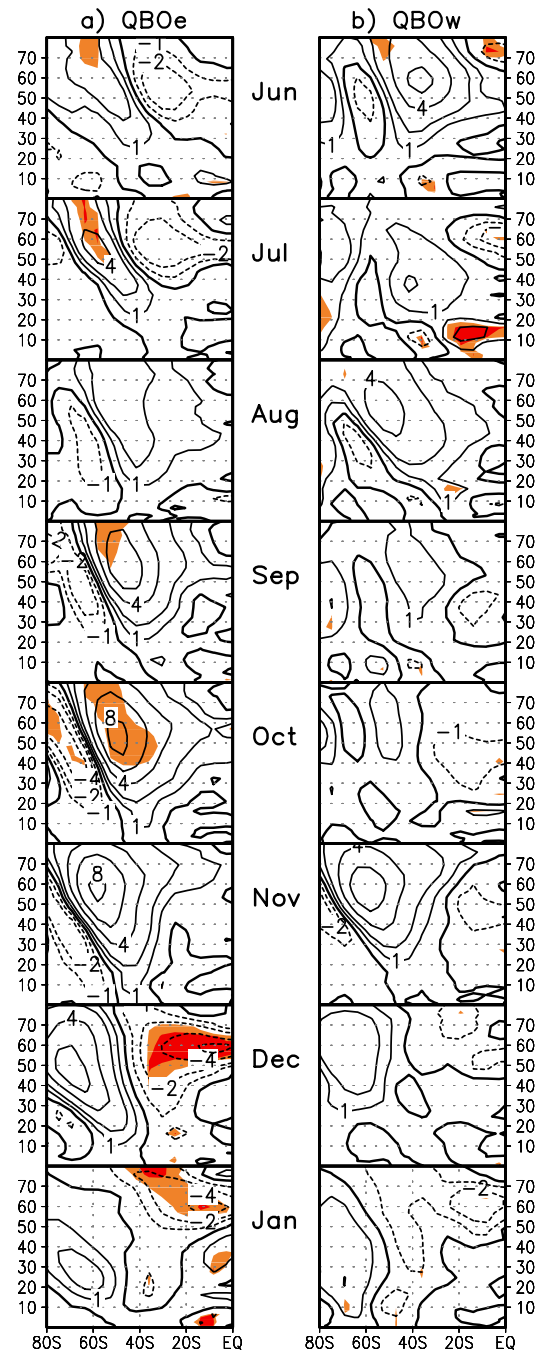
Wenn die QBO wirklich nur das zeitliche Auftreten des Sonnensignales bestimmt - dafür sprechen sowohl die Modellergebnisse als auch Beobachtungen - könnten die beobachteten Signale bei bestimmten QBO- und Sonnenphasen erklärt werden und geben damit einen weiteren Hinweis auf die gegenseitige Wechselwirkung/Beeinflussung von Sonnen- und QBO-Signalen in der Atmosphäre.

### Geopotentielle Höhe

Wie eben gezeigt wurde, treten im Januar die größten Unterschiede des PNJ zwischen dem QBO-Ost- und West-Experiment in der Stratosphäre auf (Abb. 6.4b,d). Dort erwartet man deswegen auch die stärksten Unterschiede in der Ausbildung des Polarwirbels, die für die untere Stratosphäre in Abb. 6.5 und Abb. 6.6 gezeigt sind. Im QBO-Ost-Experiment treten im Sonnenfleckmaximum im Januar signifikant geringere Höhen (-270 gpm) in den hohen Breiten (stärkerer Polarwirbel) sowie höhere geopotentielle Höhen in den mittleren Breiten (+60/90 gpm) auf (Abb. 6.5). Im Vergleich zu früheren Modellstudien hat sich die Größenordnung der Anomalien deutlich verstärkt (vgl. Abb. 4.2). Genau wie für das mittlere Sonnensignal in Abb. 5.7, ähneln die Höhendifferenzen der positiven Phase des NAM. Für das QBO-West-Experiment ist das Signal im Januar genau umgekehrt, aber statistisch nicht signifikant (Abb. 6.6). Im Sonnenfleckmaximum ist der Polarwirbel schwächer (+90 gpm), d.h. es treten öfter Störungen durch Stratosphärenerwärmungen auf, und in niedrigeren Breiten findet man geringere geopotentielle Höhen (-30 gpm). Dieses Signal entspricht der negativen Phase des NAM. Im Vergleich zu Beobachtungen stimmt zwar die Umkehr der Phase des NAM für das QBO-Ost- und West-Experiment im Modell, aber die Größenordnung der Differenzen ist immer noch zu gering. Während man im Februar im Modell Höhendifferenzen von +150 gpm für das QBO West- und -140 gpm für das QBO-Ost-Experiment erhält, erreichen die beobachteten Differenzen Werte von +720 gpm für QBO-West- und -400 gpm für QBO-Ost-Bedingungen (vgl. Abb. 2.6). Die Differenzen im Mai des QBO-West-Experimentes stützen die Annahme, dass der Zeitpunkt der Frühjahrsumstellung im Sonnenfleckmaximum- und -minimum-Experiment sehr unterschiedlich ist. Außerdem erkennt man wieder, dass sich die stärksten Differenzen in den hohen Breiten befinden und die Variabilität und damit die Differenzen in niedrigeren Breiten sehr viel geringer als in Beobachtungen sind.

#### 6.1.3 Südhemisphäre

Auch auf der Südhemisphäre erkennt man die Ähnlichkeit des Signales im QBO-Ost-Experiment (Abb. 6.7a) mit dem mittleren Sonnensignal (Abb. 5.6a). Das Signal ist bis September stationär, dann fängt es langsam an, polwärts und abwärts zu wandern, wieder tritt die in Kapitel 5 bereits diskutierte starke Zeitverschiebung im Vergleich zu Beobachtungen auf, die sich mit dem starken südhemisphärischen PNJ erklären lässt. Für das QBO-West-Experiment ist das Signal auf der Südhemisphäre sehr viel schwächer als für das QBO-Ost-Experiment und eine Wanderung des Signales ist wenn überhaupt von November bis Januar zu erkennen (Abb. 6.7b). Abgesehen von der zeitlichen Verschiebung des Signales im Modell passen die simulierten Differenzen qualitativ zu den Beobachtungen (nicht gezeigt): das Signal für die QBO-Ostphase ist sehr viel stärker ausgeprägt, es findet eine deutliche Wanderung der Winddifferenzen statt, während das Signal für die Westphase schwächer ist und kaum eine Wanderung auszumachen ist. Auch auf der Südhemisphäre ist die fehlende Variabilität in subtropischen Breiten im Modell erkennbar.



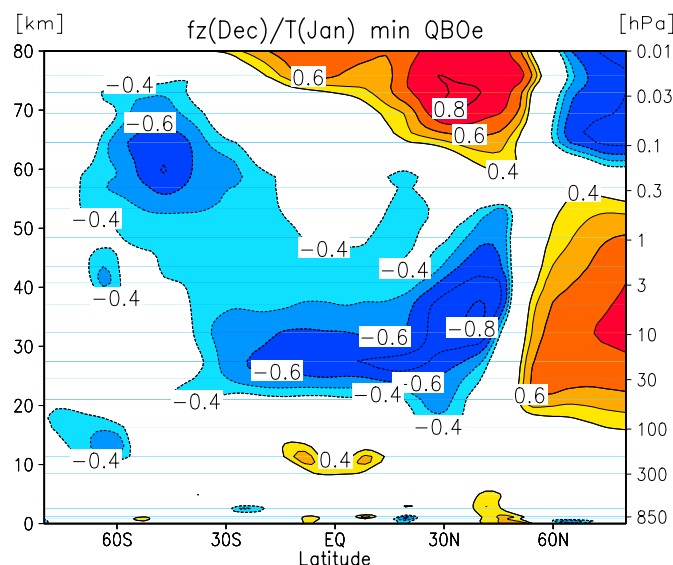
**Abbildung 6.7:** a) Differenz des zonal gemittelten zonalen Windes für die Südhemisphäre des QBO-Ost-Experimentes, b) wie a) für das QBO-West-Experiment, der Isolinienabstand beträgt 2 m/s, die  $\pm 1$  m/s Isolinien sind zusätzlich eingezeichnet, statistisch signifikante Gebiete sind farbig gekennzeichnet.



### 6.1.4 Die Verbindung zur tropischen unteren Stratosphäre

Im Folgenden soll untersucht werden, ob die tropischen und subtropischen Temperaturanomalien in der unteren und mittleren Stratosphäre des QBO-Ost-Experimentes (vgl. Abb. 6.4a) im Zusammenhang mit Zirkulationsänderungen in den hohen Breiten stehen. Aus Beobachtungen ist bekannt, dass der extratropische Wellenantrieb in der unteren und mittleren Stratosphäre die zonal gemittelte Temperatur in der tropischen unteren Stratosphäre bestimmt. Dies stimmt sowohl für einen Zeitraum von 10-40 Tagen als auch auf der Zeitskala von Jahreszeiten (Randel et al., 2002a). Hood (2003) und Hood und Soukharev (2003) vermuten, dass dieser Zusammenhang auch auf der dekadischen Zeitskala existiert und erklären quasi-dekadische Temperaturvariationen in der tropischen unteren Stratosphäre mit dekadischen Variationen des extratropischen Wellenantriebes. Wie für das mittlere Sonnensignal gezeigt (Abschnitt 5.2.3), unterscheidet sich der extratropische Wellenantrieb auch für das QBO-Ost-Experiment in den beiden hier simulierten Phasen des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus. Zu zeigen bleibt allerdings, ob dies auch einen Einfluss auf die tropische Temperatur hat.

Zur Überprüfung des in Beobachtungen gefundenen Zusammenhanges ist in Abb. 6.8 die Korrelation zwischen den Absolutfeldern des extratropischen Wellenantriebes im Dezember (als Maß hierfür dient die Vertikalkomponente des EP-Vektors in  $60^\circ\text{N}$  und 10 hPa (32 km)) und der zonal gemittelten Temperatur im Januar für das QBO-Ost-Sonnenfleckenminimum-Experiment dargestellt. Der extratropische Wellenantrieb und die Temperatur sind in hohen Breiten in der Stratosphäre positiv korreliert (mit einem Maximum in 10 hPa/30 km), während man in den Tropen und Subtropen eine Antikorrelation in den entsprechenden Höhen findet. Das Muster der stratosphärischen Korrelationen bedeutet, dass man bei einem geringeren extratropischen Wellenantrieb geringere Temperaturen am Winterpol und höhere Temperaturen in den Tropen und Subtropen bekommt. Diese Temperaturänderungen lassen sich mit einer Abschwächung



**Abbildung 6.8:** Korrelationen zwischen dem extratropischen Wellenantrieb in  $60^\circ\text{N}$  und 10 hPa (32 km) im Dezember (als Maß hierfür dient die Vertikalkomponente des EP-Vektors) und der zonal gemittelten Temperatur im Januar von  $80^\circ\text{S}$  bis  $80^\circ\text{N}$  für das Sonnenfleckenminimum-QBO-Ost-Experiment, dargestellt sind nur Korrelationen größer als 0,4, wobei positive Korrelationen in Rot- und negative in Blautönen dargestellt sind, Isolinienabstand: 0,1.

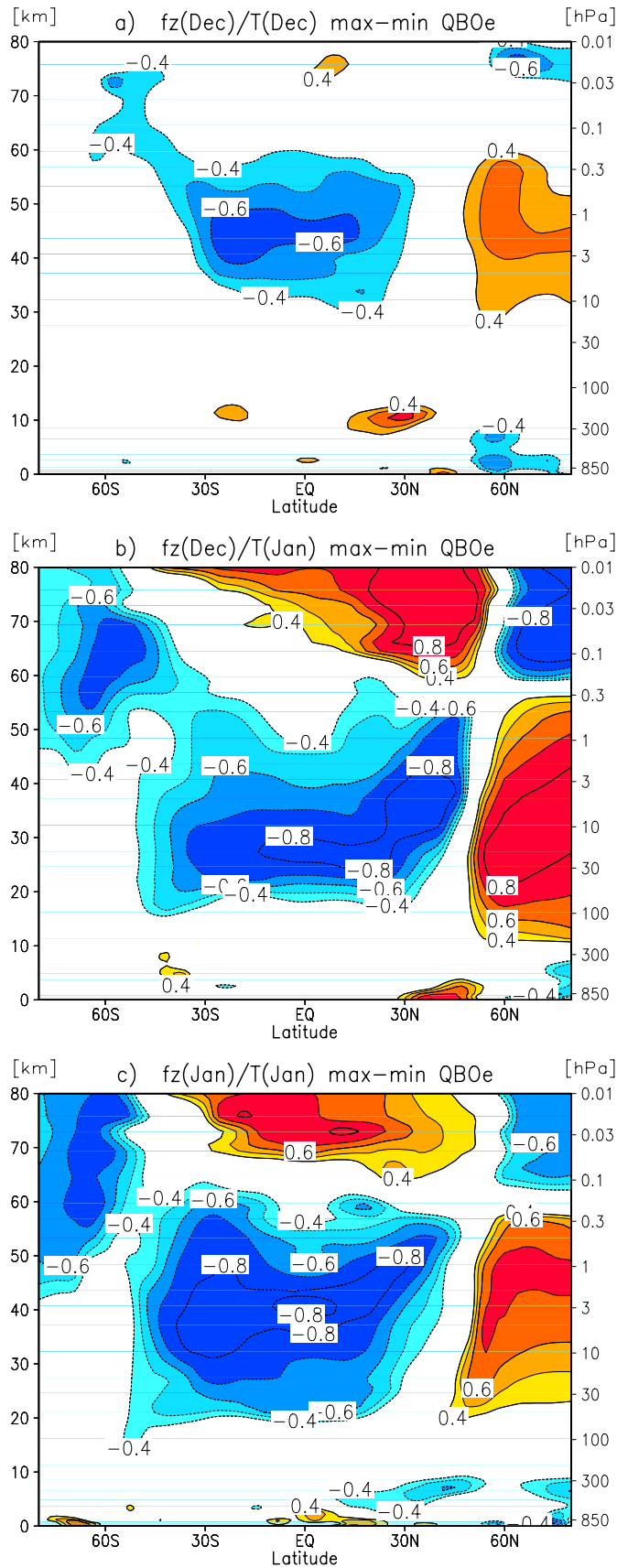
der wellengetriebenen MRZ erklären: in hohen Breiten führt diese zu einer relativen Aufstiegsbewegung, die mit adiabatischer Abkühlung verbunden ist, und in den Tropen zu einer relativen Absinkbewegung, die mit einer Erwärmung verbunden ist. In der Mesosphäre findet man zur Stratosphäre entgegengesetzte Signale, wodurch sich ein Quadrupol-Muster ergibt. Interessant sind auch die relativ hohen Korrelationen in der Mesosphäre der Südhemisphäre ( $45^{\circ}\text{S}/60\text{ km}$ ), die auf einen interhemisphärischen Einfluss und damit auf eine Modulation des mesosphärischen Astes der MRZ hindeuten.

Die Korrelationen zeigen, dass der extratropische Wellenantrieb auch im Modell einen Einfluss auf die Temperaturen in der tropischen und subtropischen Stratosphäre hat. Dieser Zusammenhang ist sowohl für die in Abb. 6.8 gezeigte Dezember-Januar Korrelation als auch für die Januar-Januar Korrelation vorhanden, im Februar verschwindet dieser Zusammenhang (nicht gezeigt). Für das QBO Ost-Sonnenfleckmaximum-Experiment sind diese Korrelationsmuster auch vorhanden (nicht gezeigt).

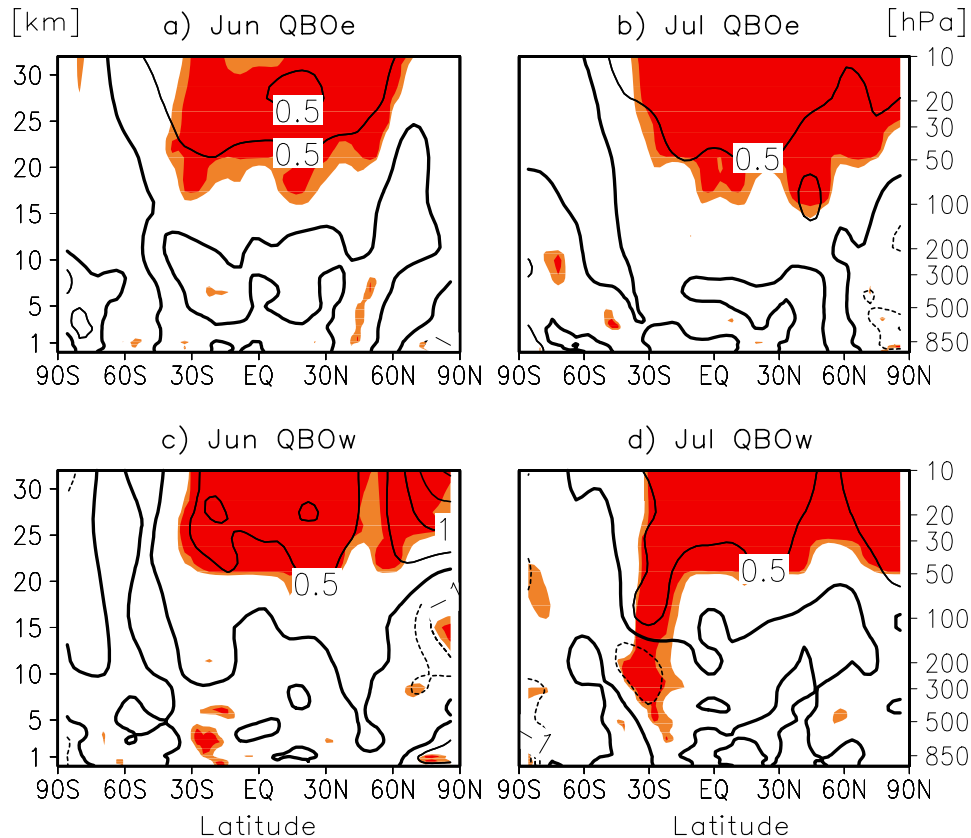
Dieser für die Absolutfelder gezeigte Zusammenhang existiert auch für die Differenzfelder (Abb. 6.9) und bedeutet, dass Änderungen des extratropischen Wellenantriebes zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum auch anteilig Änderungen der tropischen und subtropischen Temperaturen erklären. Für eine vollständige Erklärung der subtropischen Temperaturdifferenzen zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum durch Änderungen des extratropischen Wellenantriebes müssten die Korrelationen genau eins sein. In Abb. 6.9 ist außerdem eine zeitliche Entwicklung der Korrelationen dargestellt, die sehr gut zu den in Abb. 6.4a gezeigten Temperaturanomalien passt. Während die Abschwächung der MRZ im Frühwinter (Dez-Dez) in der oberen tropischen und subtropischen Stratosphäre stattfindet (hier nicht explizit gezeigt), wandert dieser Einfluss mit der Zeit in die untere Stratosphäre (Dez-Jan) und ist dann wieder in der mittleren Stratosphäre (Jan-Jan) zu finden. Die stärksten Korrelationen treten für die Kombination Dezember-Januar auf, dort wo in Abb. 6.4a die stärksten Temperaturdifferenzen auftreten. Auch das Quadrupol-Muster der Anomalien passt sehr gut zu dem Quadrupol-Muster der Temperaturdifferenzen und der im Gegensatz zur Stratosphäre stattfindenden Verstärkung der MRZ in den hohen Breiten der mesosphärischen Nordhemisphäre (nicht explizit gezeigt). In den mittleren bis hohen Breiten der mesosphärischen Südhemisphäre deuten die hohen Korrelationen wieder auf einen interhemisphärischen Einfluss der Änderungen in den hohen Breiten der Winterhemisphäre hin.

Der aus Beobachtungen vermutete Zusammenhang zwischen Änderungen der extratropischen Wellenaktivität mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzzyklus und dekadischen Temperatursignalen in der tropischen unteren Stratosphäre kann mit dem Modell für die Monate mit einem tropischen Temperatursignal (Dezember und Januar, vgl. Abb. 6.4a) bestätigt werden.





**Abbildung 6.9:** Wie Abb. 6.8 aber für die Differenzen zwischen dem Sonnenfleckenmaximum und -minimum QBO-Ost-Experiment und a) Dezember-Dezember, b) Dezember-Januar, c) Januar-Januar.



**Abbildung 6.10:** Temperaturdifferenz zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum-Experiment von 90°S bis 90°N und 1000 bis 10 hPa für a) den Juni des QBO-Ost-Experimentes, b) den Juli des QBO-Ost-Experimentes, c) den Juni des QBO-West-Experimentes, und d) den Juli des QBO-West-Experimentes; Isolinienabstand: 0,5 K, orange (rot) sind zu 95% (99%) statistische signifikante Gebiete dargestellt.

## 6.2 Das Sommersignal

In Abschnitt 5.2.4 wurde vermutet, dass Änderungen auf der jeweiligen Sommerhemisphäre entweder durch direkte Einstrahlungsänderungen mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzklus oder über Änderungen der MRZ, welche durch dynamische Wechselwirkungsprozesse auf der Winterhemisphäre entstehen, hervorgerufen werden. Da das stärkste beobachtete Sonnensignal während des nordhemisphärischen Sommers in den Tropen und Subtropen auftritt und sehr unterschiedlich für die beiden QBO-Phasen ist (vgl. Abb. 2.9), soll an dieser Stelle mit Abb. 6.10 verdeutlicht werden, dass die Modellexperimente - wie auch bereits für das mittlere Sonnensignal diskutiert (Abschnitt 5.2.4) - im Nordsommer nicht in der Lage sind, ein zu Beobachtungen vergleichbares Signal zu reproduzieren. Der starke südhemisphärische PNJ verhindert eine Modulation des PNJs und der MRZ durch den Sonnenfleckenzklus (vgl. Abb. 6.4) und erklärt damit in gewisser Weise das geringe Sommersignal, welches sich für das QBO-Ost- und das QBO-West-Experiment kaum voneinander unterscheidet (Abb. 6.10). Im Juli reichen die Temperaturdifferenzen für das QBO-West-Experiment lediglich um 30°S etwas weiter in die untere Stratosphäre/obere Troposphäre. Die Differenzen der geopotentiellen Höhe in der unteren Stratosphäre (30 hPa, 24 km) (Abb. 6.5 und 6.6) lassen geringfügig höhere und statistisch signifikantere Geopotentialdifferenzen für das QBO-Ost- als für das QBO-West-Experiment erkennen, was zumindest einen Hinweis in die richtige Richtung gibt. Wie für das mittlere Sonnensignal gezeigt (Abschnitt 5.2.4), ist das Signal auch während des südhemisphärischen Sommers im QBO-Ost- und QBO-West-Experiment sehr schwach (nicht gezeigt). Dies liegt vermutlich an dem im Vergleich zu Beobachtungen zu kurzen südhemisphärischen Sommer.

## 6.3 Diskussion der Ergebnisse

Wie in diesem Kapitel gezeigt wurde, konnte der aus Beobachtungen bekannte Zusammenhang zwischen Sonnen- und QBO-Signal im nordhemisphärischen Winter erstmals mit einem GCM unter „realistischer“ Vorgabe von UV-Strahlungs- und Ozonänderungen bestätigt werden. Diese Ergebnisse stellen eine bedeutende Verbesserung bisheriger Klimamodellstudien dar, welche die äquatorialen Winde entweder gar nicht oder nur sehr unzureichend, z. B. nur in der unteren Stratosphäre, berücksichtigten. Die hier vorgestellten Modellexperimente erlauben einige wichtige Hinweise bezüglich der Rolle der äquatorialen Winde für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die hohen Breiten der Winterhemisphäre, welche in Abb. 2.15 noch mit Fragezeichen behaftet sind.

### 6.3.1 Erzielte Verbesserungen

Folgende Ergebnisse wurden erreicht:

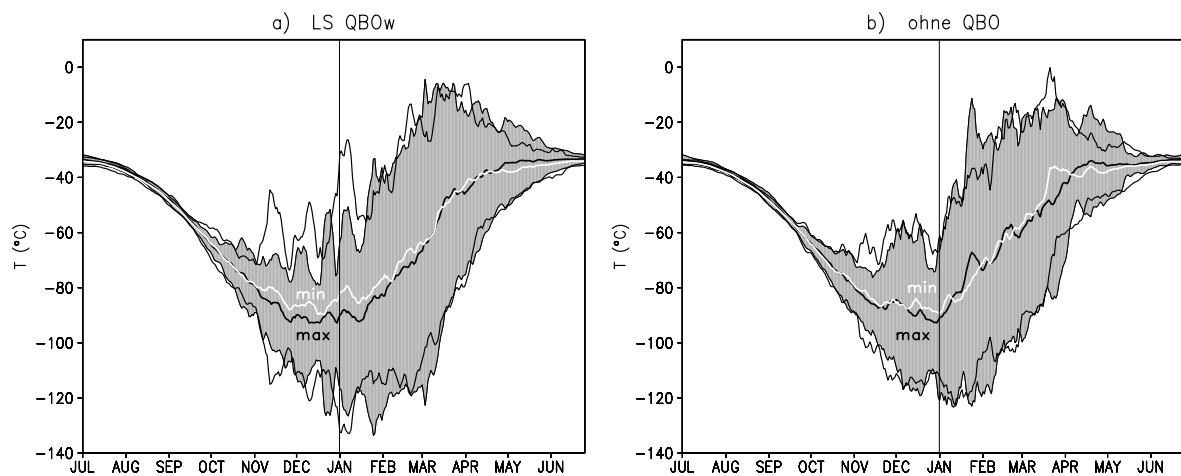
1. Das Modell reproduziert die in Beobachtungen gefundenen Zirkulationsverhältnisse bei bestimmten QBO- und Sonnenfleckenzyklus-Phasen im nordhemisphärischen Winter: warme, gestörte Winter treten bevorzugt unter Sonnenfleckmaximum- und QBO-West-Bedingungen sowie Sonnenfleckminimum- und QBO Ost-Bedingungen auf; kalte, ungestörte Winter findet man hingegen unter Sonnenfleckminimum- und QBO-West- sowie unter Sonnenfleckmaximum- und QBO-Ost-Bedingungen.
2. Die Phase der QBO bestimmt im Modell nur das zeitliche Auftreten des Sonnensignales im nordhemisphärischen Winter und bestätigt die aus Beobachtungsdaten vermuteten Zusammenhänge.

Diese Ergebnisse stellen eine Verbesserung im Vergleich zu vorangegangenen Modellstudien mit dem FUB-CMAM dar, welche im Folgenden betrachtet werden.

### 6.3.2 Vergleich zu anderen FUB-CMAM Experimenten

Die Experimente mit realistischem äquatorialen Windprofil ( $k_{wmaeqbof}/k_{wmieqbof}$ ,  $k_{wmawqbof}/k_{wmiwqbof}$ ) werden mit den Ergebnissen der Experimente ohne QBO ( $k_{wsomin}/k_{wsomax}$ ) und denen mit einer künstlichen QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre ( $k_{wqbo-max}/k_{wqbo-min}$ ) verglichen, um daraus Gründe für die erzielten Verbesserungen abzuleiten. In allen Experimenten wurden die gleichen Strahlungs- und Ozonänderungen vorgegeben. Unterschiede zwischen den Experimenten bestehen nur in der Hinzunahme künstlicher bzw. realistischer äquatorialer Winde.

In Abb. 6.11a ist als Vergleich zu Abb. 6.1 die Nordpoltemperatur für das Experimentenpaar mit einer künstlichen QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre ( $k_{wqbo-max}/k_{wqbo-min}$ ) für das Sonnenfleckmaximum und -minimum dargestellt. In diesem Experimentenpaar ist der Maximum-Lauf durch niedrigere Temperaturen und geringere Variabilität im Vergleich zum Minimum-Lauf gekennzeichnet und widerspricht dem in Abb. 6.1 dargestellten und damit dem beobachteten Zusammenhang, in welchem eine deutlich unterschiedliche Variabilität für das QBO-West-Experiment unter Sonnenfleckmaximum- und Sonnenfleckminimum-Bedingungen auftritt. Das Experimentenpaar ohne QBO (Abb. 6.11b) zeigt ein zum Expe-

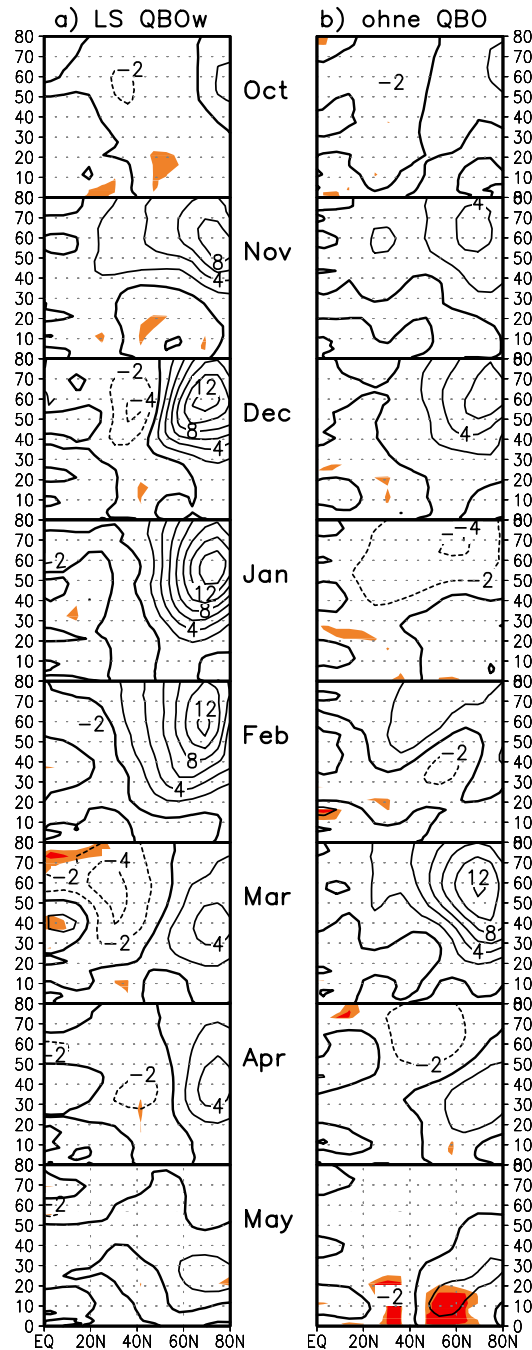


**Abbildung 6.11:** a) Wie Abb. 6.1 nur für die Sonnenfleckennmaximum (schwarz) und -minimum-Experimente (weiß) mit künstlicher QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre (kwqbmox/kwqbomin). b) wie a) nur für das Experimentenpaar ohne vorgegebene QBO (kw-somin/kwsomax).

rimentenpaar mit einer künstlichen QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre ähnliches Signal. Das Signal ist für das QBO-West-Experiment jedoch deutlich stärker und das Sonnenfleckennmaximum-Experiment ist kälter als das Sonnenfleckennminimum-Experiment. Auf die Gleichheit der Resultate dieser Experimentenpaare wurde bereits am Ende von Kapitel 4 bei der Darstellung der Jahresmittel der Temperaturdifferenzen hingewiesen (Abb. 4.5).

Offensichtlich führt eine Hinzunahme einer (künstlichen) QBO-Westphase **nur** in der unteren Stratosphäre nicht zu der gewünschten Antwort des Modells auf die vorgegebenen Strahlungs- und Ozonänderungen. Abb. 6.12a zeigt die vertikale Struktur des Modellsignales für dieses Experimentenpaar. Der PNJ ist im gesamten Winter (November-Mai) ununterbrochen im Sonnenfleckennmaximum- stärker als im Sonnenfleckennminimum-Experiment, wobei maximale Winddifferenzen wieder auf die hohen Breiten beschränkt sind. Die Konzentration der stärksten Differenzen auf hohe Breiten passt qualitativ zum Verhalten des QBO-West-Experimentes in Abb. 6.4d. Die Differenzen in Abb. 6.12a sind statistisch nicht signifikant und in den Subtropen der oberen Stratosphäre ist kein Westwind-Initialsignal sichtbar. Das „typische“ Sonnensignal wird in diesem Experiment vermutlich unterdrückt (vgl. Abschnitt 6.3.3). Stattdessen ähneln die auftretenden Differenzen denen im Experimentenpaar ohne QBO (Abb. 6.12b), sind jedoch deutlich verstärkt und halten länger an.

Die Hinzunahme einer QBO nur in der unteren Stratosphäre führt offensichtlich zu einer zusätzlichen dynamischen Antwort des Modells, welche allerdings erst in die richtige, d.h. zu Beobachtungen vergleichbare, Richtung geht, wenn äquatoriale Winde über die gesamte Stratosphäre berücksichtigt werden. Erst die Hinzunahme von realistischeren Winden auch in der oberen Stratosphäre „verhalf“ dem Sonnensignal im Modell wirksam zu werden. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, dass die Implementierung realistischerer äquatorialer Windprofile über die gesamte Höhe der Stratosphäre entscheidend zu einer realistischeren Repräsentation des Sonnensignales beigetragen hat.



**Abbildung 6.12:** Wie Abb. 6.4b nur für a) das Experiment mit künstlicher QBO-Westphase in der unteren Stratosphäre (kwqbomax-kwqbomin) und b) für das Experiment ohne QBO (kwsomax-kwsomin), welches am GRIPS-Vergleich beteiligt war (vgl. auch Abb. 2.14 FUB), Isolinienabstand: 2 m/s, statistisch signifikante Gebiete sind farbig dargestellt.

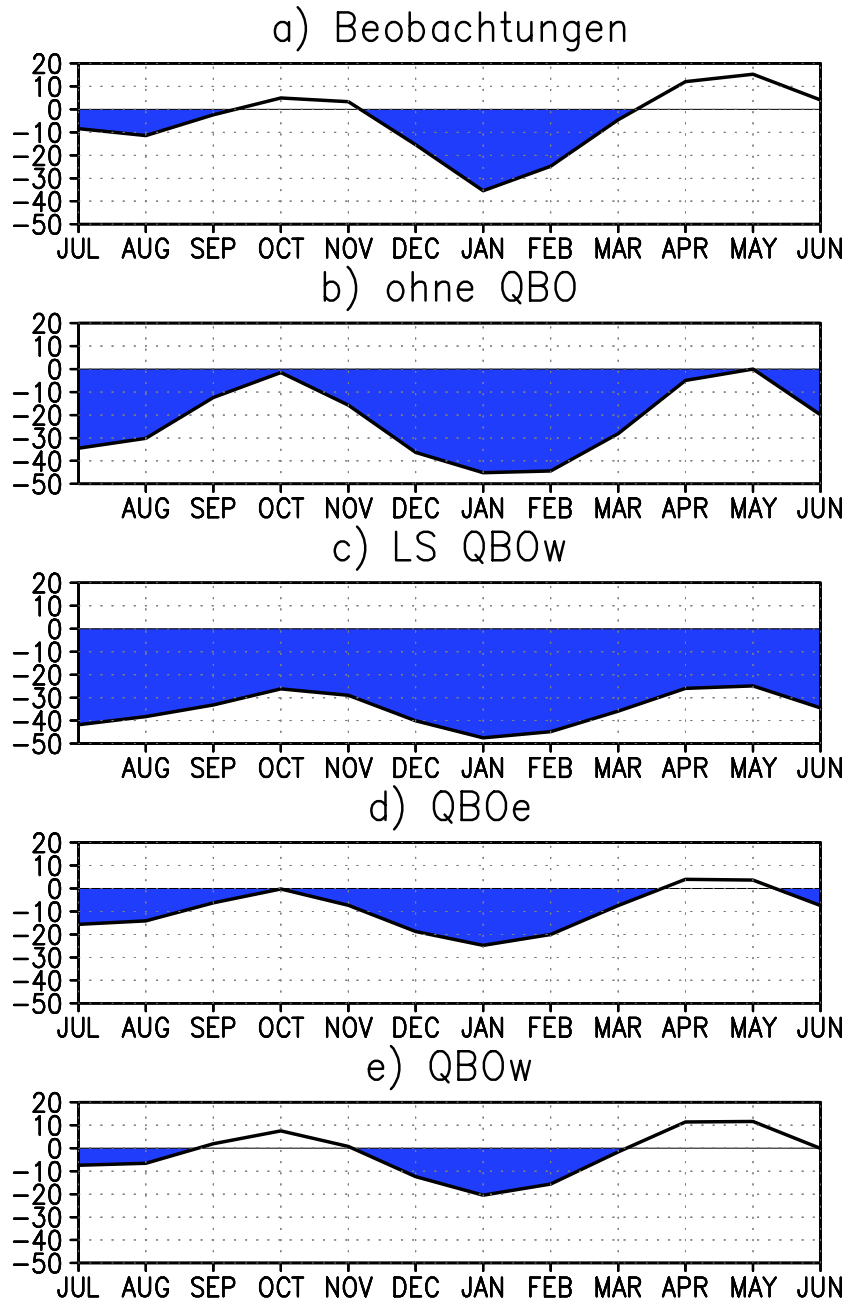
### 6.3.3 Die Verbesserung der Windklimatologie

Im Folgenden wird diskutiert und gezeigt, inwiefern sich die Windklimatologie durch die Zunahme realistischerer äquatorialer Windprofile verbessert hat und warum und wie das zu einer besseren Repräsentation des Sonnensignales im Modell geführt hat. Dazu wird zuerst die Ausprägung der SAO für die verschiedenen Experimente mit dem FUB-CMAM untersucht.

#### Die SAO

Im Abschnitt 3.4 sind bereits kurz die Stärken und Schwächen des Modells diskutiert worden. Das FUB-CMAM hat gegenüber anderen Modellen den entscheidenden Vorteil, dass eine modellinterne SAO existiert, deren Repräsentation durch die Implementierung realistischerer äquatorialer Windprofile sogar noch verbessert werden konnte (vgl. Abschnitt 3.3.3). Ein Vergleich der modellinternen SAO-Repräsentationen für die verschiedenen hier vorgestellten Experimente des FUB-CMAMs mit den Beobachtungen ist in Abb. 6.13 für die Stratopausenregion (1 hPa/48 km) dargestellt. Zu beachten ist, dass die Beobachtungen aufgrund der Kürze der zur Verfügung stehenden Daten nicht nach QBO- oder Sonnenfleckenzyklus-Phasen unterteilt wurden. Es geht vielmehr um die qualitative Übereinstimmung zwischen der beobachteten und der modellierten SAO. Im Vergleich zu Beobachtungen fallen gleich mehrere Unterschiede in der SAO-Repräsentation der einzelnen Experimente auf. Die SAO wird von den Experimenten mit realistischen Windprofilen, welche ein „typisches“ Sonnensignal im nordhemisphärischen Winter simulieren, am besten repräsentiert (Abb. 6.13d,e). Die SAO-Amplitude ist insgesamt mit Beobachtungen vergleichbar. Zum Zeitpunkt der beobachteten SAO-Westphasen (Oktober/November und April/Mai) treten schwache Ostwinde bzw. sogar schwache Westwinde auf und zum Zeitpunkt der SAO-Ostphasen (Januar/Februar und Juni/Juli) Ostwinde (–10 bis –20 m/s). Das Experiment ohne QBO, welches am GRIPS-Vergleich beteiligt war und nur ein sehr schwaches Signal zeigte, unterscheidet sich von den Experimenten mit realistischen Windprofilen durch stärkere Ostwinde (–30 bis –40 m/s) zum Zeitpunkt der SAO-Ostphase (Abb. 6.13b). Das Experiment mit einer künstlichen QBO-Westphase in der unteren Stratosphäre, welches ein zum Experiment ohne QBO vergleichbares, aber deutlich stärkeres Signal zeigte und damit den Beobachtungen widerspricht, simuliert die SAO im Vergleich zu Beobachtungen am schlechtesten (Abb. 6.13c). Zum Zeitpunkt der beobachteten SAO-Westphasen treten starke Ostwinde auf (bis zu –30 m/s).

Der größte Unterschied zwischen den Experimenten tritt in der SAO-Repräsentation im Frühwinter (Oktober/November) auf, wenn sich die SAO in Beobachtungen in ihrer Westphase befindet, und sowohl in Beobachtungen als auch in den Experimentenpaaren mit realistischen äquatorialen Winden ein Sonneninitialsignal auftritt. Im November findet man beispielsweise in Beobachtungen schwache Westwinde, die am ehesten von den beiden Experimenten mit realistischen äquatorialen Windprofilen erreicht werden (Abb. 6.13a,d,e). Das Experiment ohne QBO ist durch relativ starke Ostwinde (–20 m/s) (Abb. 6.13b) und das Experiment mit künstlicher QBO-Westphase durch sehr starke Ostwinde (–30 m/s) gekennzeichnet (Abb. 6.13c). Dieser Vergleich legt den Schluss nahe, dass zu starke Ostwinde in der oberen tropischen Stratosphäre ein Sonneninitialsignal im Frühwinter und damit das Auftreten von Stratosphärenerwärmungen in den hohen Breiten im Spätwinter unterdrücken. Die Modellexperimente zeigen, dass die SAO ein wichtiger Aspekt für die Simulation des Sonnensignales ist. Sie betonen außerdem, dass die SAO für eine insgesamt realistischere Simulation der Klimatologie in den Modellen benötigt wird.



**Abbildung 6.13:** Zeitreihe des zonal gemittelten zonalen Windes in m/s am Äquator für a) die SPARC-Klimatologie (1992-1997), b) die Sonnenfleckenminimum-Experimente (gemittelt von 2,8°S bis 2,8°N) von Juli bis Juni im Stratopausenniveau (1 hPa/48 km) ohne QBO, c) mit künstlicher QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre, d) realistisches Windprofil mit einer QBO-Ostphase und e) einer QBO-Westphase in der unteren Stratosphäre. Ostwinde sind blau gefärbt.

### 6.3.4 Die SAO-Ausprägung, das Westwind-Initialsignal und der subtropische Strahlstrom

Für die Experimente mit realistischen äquatorialen Windprofilen wird nun die Abhängigkeit der SAO-Amplitude von solaren Einstrahlungsänderungen, die unterschiedliche Ausprägung des Westwind-Initialsignales im QBO-Ost- und QBO-West-Experiment, sowie die im Vergleich zu Beobachtungen zu geringe Variabilität in den Subtropen untersucht.

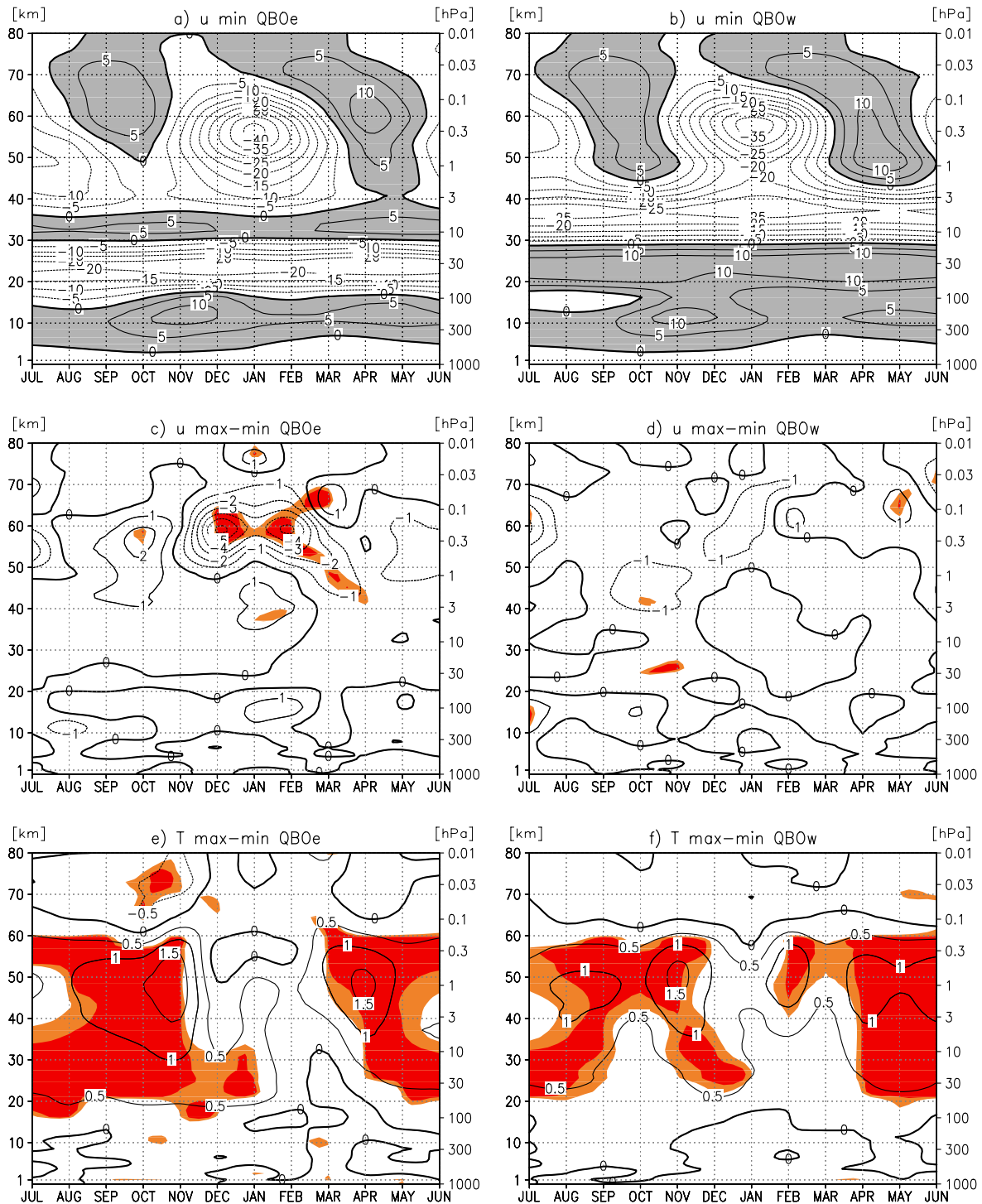
#### Die Ausprägung der SAO in Abhängigkeit von solaren Einstrahlungsänderungen

Sowohl für das Sonnenfleckmaximum- als auch für das Sonnenfleckminimum-Experiment erfolgte die Anpassung an die in Abb. 3.12 dargestellten äquatorialen Windprofile in gleicher Art und Weise. Daher kann man davon ausgehen, dass Änderungen im äquatorialen zonal gemittelten zonalen Wind entweder auf diese solaren Einstrahlungsänderungen oder aber auf interne Modellvariabilität zurückzuführen sind. Abb. 6.14 zeigt die unterschiedliche jahreszeitliche Entwicklung des äquatorialen Windprofiles zwischen dem Sonnenfleckmaximum und -minimum für das QBO-Ost- (Abb. 6.14c) und das QBO-West-Experiment (Abb. 6.14d). Grundsätzlich treten für das QBO-Ost-Experiment größere Unterschiede als für das QBO-West-Experiment auf, welche sich auf einen Höhenbereich von 50 bis 60 km (1-0,1 hPa), den Bereich der SAO (vgl. Abb. 6.14a,b), konzentrieren. Für das QBO-Ost-Experiment ist die Amplitude der SAO im Sonnenfleckmaximum stärker als im Sonnenfleckminimum, wobei der stärkste signifikante Einfluss im Oktober (Zeitpunkt der SAO-Westphase) und Januar (Zeitpunkt der SAO-Ostphase) auftritt (Abb. 6.14a und Abb. 6.14c). Für das QBO-West-Experiment ist die Verstärkung der SAO-Amplitude bzw. sogar eine leichte Abschwächung im Oktober sehr viel geringer und statistisch nicht signifikant.

Die Unterschiede zwischen dem QBO-Ost- und dem QBO-West-Experiment in der SAO-Ausprägung in Abhängigkeit vom Sonnenfleckenzzyklus könnten mit der unterschiedlichen Ausprägung der SAO zusammenhängen (Abb. 6.14a,b). Für das QBO-West-Experiment reichen die Westwinde weiter in die obere Stratosphäre, während sie für das QBO-Ost-Experiment ein Maximum in 65 km Höhe ( $\sim 0,1$  hPa) aufweisen. Die unterschiedliche Ausprägung der SAO im QBO-Ost- und QBO-West-Experiment unabhängig von solaren Einstrahlungsänderungen (Abb. 6.14a,b) hängt vermutlich mit unterschiedlichen Ausbreitungsbedingungen für (tropische) Wellen zusammen. Indem nur der zonal gemittelte zonale Wind relaxiert wurde, kann eine Ausbreitung von den tropischen Wellen (Abweichungen vom zonalen Mittel) stattfinden, die im Modell aufgelöst werden. Die tropischen Wellen, die sich vertikal in die Stratosphäre ausbreiten, sind für die Anregung der SAO wichtig. Je nachdem welche Winde in der unteren Stratosphäre herrschen (QBO Ost oder QBO West) ändern sich die Ausbreitungsbedingungen für die Wellen und beeinflussen die Ausprägung der SAO. Um hier genauere Aussagen zu treffen, müsste man allerdings das Wellenspektrum sowie die Veränderung des Grundstromes durch die Dissipation der tropischen Wellen untersuchen.

Vergleicht man den Jahresgang der Differenzen der kurzwelligen Erwärmungsraten zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum für die beiden QBO-Experimente am Äquator mit dem Jahresgang der Temperaturdifferenzen (Abb. 6.14e,f), stellt man fest, dass sich die maximale Differenz der kurzwelligen Erwärmungsraten im Januar an der äquatorialen Stratopause befindet (nicht gezeigt), während man dort mehrere Maxima der Temperaturdifferenzen findet. Das bedeutet, dass der direkte Strahlungseffekt, der für beide Experimente gleich ist, die Änderungen in der SAO-Ausprägung alleine nicht erklären kann. Zusätzlich bestätigen die Unterschiede

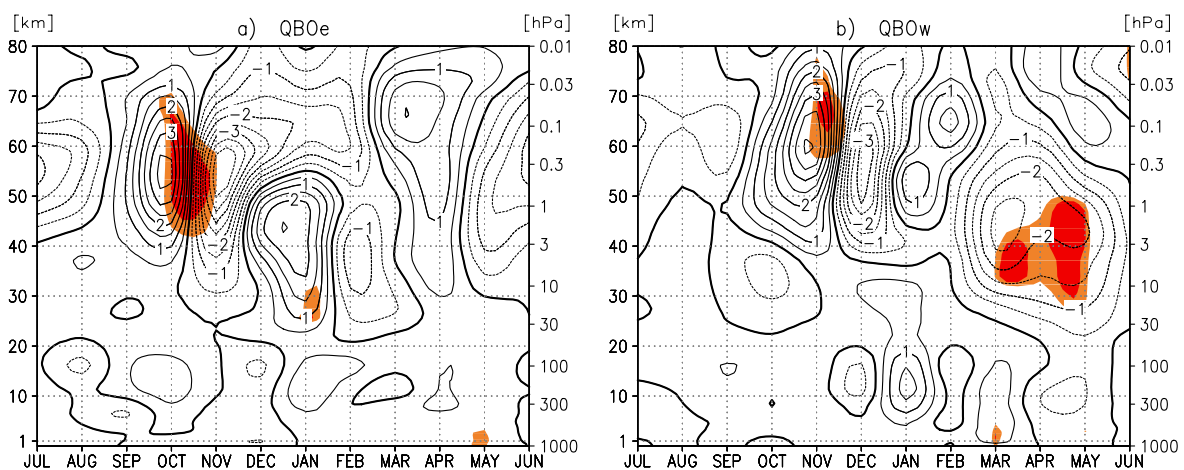




**Abbildung 6.14:** Zeitreihen der Monatsmittel des zonal gemittelten zonalen Windes am Äquator (gemittelt von  $2,8^{\circ}\text{S}$  bis  $2,8^{\circ}\text{N}$ ) in m/s von Juli bis Juni über den gesamten Modellhöhenbereich für a) das Sonnenfleckennminimum-QBO-Ost-Experiment, b) das Sonnenfleckennminimum-QBO-West-Experiment (Isolinienabstand: 5 m/s), c) die Differenz zwischen Sonnenfleckennmaximum und -minimum des QBO-Ost-Experimentes und d) die Differenz zwischen Sonnenfleckennmaximum und -minimum des QBO-West-Experimentes (Isolinienabstand: 1 m/s, statistisch signifikante Gebiete sind farbig dargestellt), e) wie c) nur für die Differenz der zonal gemittelten Temperatur (Isolinienabstand: 0,5 K), f) wie d) für die Differenz der zonal gemittelten Temperatur.

der Temperaturdifferenzen für das QBO-Ost- und das QBO-West-Experiment (Abb. 6.14e,f) die Unterschiede der Winddifferenzen (Abb. 6.14c,d), welche im QBO-Ost-Experiment stärker als im QBO-West-Experiment sind. Für das QBO-West-Experiment treten die stärksten Temperaturdifferenzen im Vergleich zum QBO-Ost-Experiment vom Äquator verschoben auf (vgl. Abb. 6.4a,c) und erklären in gewisser Weise die schwächeren Temperatur- und Windsignale für dieses Experiment am Äquator.

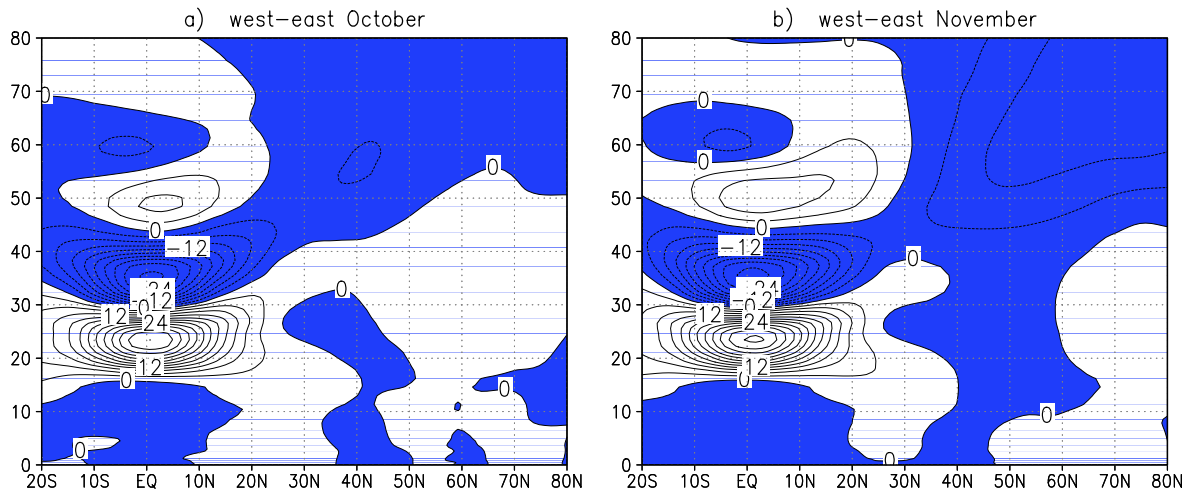
Diese im Modell gefundene unterschiedliche Ausprägung des SAO-Amplituden in Abhängigkeit von den solaren Einstrahlungsänderungen (stärkere SAO-Amplitude im Sonnenfleckennmaximum) stimmt beispielsweise mit Beobachtungen von Nastrom und Belmont (1980) überein, welche unter Sonnenfleckennmaximum-Bedingungen eine stärkere Amplitude während der SAO-Westphasen beobachteten. Bisher gibt es aber keine Studie, welche die Beeinflussung der SAO-Amplituden in Abhängigkeit von der Phase des Sonnenfleckenzklus und der QBO untersucht hat. Im Modell zeigte sich für das QBO-West-Experiment die Verstärkung der SAO-Amplitude nicht so deutlich wie im QBO-Ost-Experiment. Die im Modell gefundenen Zusammenhänge können nicht mit anderen Studien verglichen werden.



**Abbildung 6.15:** Zeitreihen der Differenzen des zonal gemittelten zonalen Windes in m/s in 20°N von Juli bis Juni über den gesamten Modellhöhenbereich für a) das QBO-Ost-Experiment und b) das QBO-West-Experiment, Isolinienabstand: 0,5 m/s, statistisch signifikante Gebiete sind farbig gekennzeichnet.

### Die Ausprägung des Westwind-Initialsignales

In Abschnitt 6.1.2 (Abb. 6.4) ist bereits daraufhingewiesen worden, dass sich das in beiden Experimenten auftretende Westwind-Initialsignal im Oktober und November zum Teil durch einen direkten Strahlungseinfluss erklären lässt. In Abb. 6.15 ist die Zeitreihe der Differenzen des zonal gemittelten zonalen Windes in einer Breite von 20°N, in der das Westwind-Initialsignal im Oktober/November auftauchte (vgl. Abb. 6.4b,d), für das QBO-Ost- und das QBO-West-Experiment dargestellt. Deutlich erkennt man die statistisch signifikanten Westwind-Initialsignale im Oktober des QBO-Ost- (3,5 m/s in 55 km Höhe) und im November des QBO-West-Experimentes (4,5 m/s in 60 km Höhe). Bemerkenswert ist hier, dass die stärkeren Differenzen im QBO-West-Experiment in 20°N auftreten, am Äquator waren sie für das QBO-Ost-Experiment stärker (Abb. 6.14c,d). Dies passt zu den Temperaturdifferenzen im QBO-West-Experiment, welche vom Äquator in Richtung höhere Breiten verschoben sind (Abb. 6.4c).



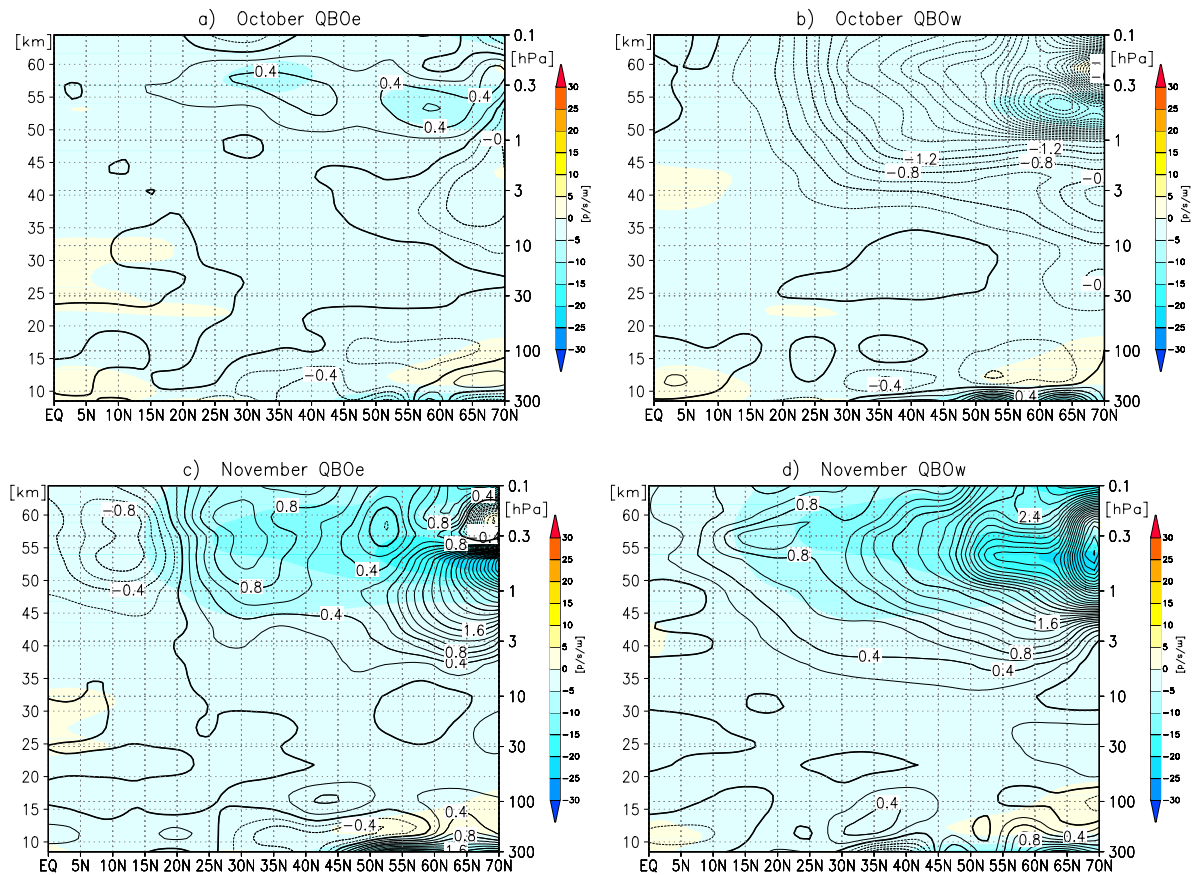
**Abbildung 6.16:** Differenz des zonal gemittelten zonalen Windes zwischen der mittleren QBO-West- und der mittleren QBO-Ostphase von 20°S bis 80°N und 0-80 km Höhe (1000-0,01 hPa) für a) den Oktober und b) den November, Isolinienabstand: 3 m/s, negative Differenzen sind blau gefärbt.

Die unterschiedliche Stärke und das unterschiedliche zeitliche Auftreten des Westwind-Initialsignals in den beiden QBO-Experimenten sollen nun weiter untersucht werden.

Dazu ist in Abb. 6.16 die Differenz zwischen einer mittleren QBO-Westphase und einer mittleren QBO-Ostphase in der unteren Stratosphäre im Oktober und November dargestellt. Dafür wurde über die beiden Phasen des Sonnenfleckenzyklus gemittelt:  $QBO\ West = (\max W + \min W)/2$  und  $QBO\ Ost = (\max E + \min E)/2$ , so wie in Kapitel 5 die QBO erst einmal herausgemittelt wurde. Die Differenz zwischen einer mittleren QBO-West- (QBO-Ost-) und einer mittleren QBO-Ostphase (QBO-Westphase) entspricht am Äquator der vertikalen Struktur bei einer QBO-Westphase (QBO-Ostphase) in der unteren tropischen Stratosphäre. Besonders auffallend ist die bereits mehrfach angesprochene „Sandwichstruktur“ am Äquator, die im Oktober bei einer mittleren QBO-Westphase in der unteren Stratosphäre durch die dreilagige Abfolge von West-Ost-West (Abb. 6.16a) und bei einer mittleren QBO-Ostphase durch die Abfolge Ost-West-Ost gekennzeichnet ist (zu Abb. 6.16a invers). Noch ausgeprägter ist diese Struktur im November (Abb. 6.16b). Neben der vertikalen Struktur am Äquator, ist auch die Erstreckung der Differenzen in die subtropischen und mittleren Breiten der Nordhemisphäre bemerkenswert. Für die QBO-Westphase erstrecken sich im Oktober (Abb. 6.16a) die negativen Differenzen von der äquatorialen mittleren Stratosphäre polwärts von 20°N bis in die obere Stratosphäre und in die Mesosphäre der mittleren und hohen Breiten. In diesem Gebiet kommt es daher in der QBO-Westphase (QBO-Ostphase) zu einer Abschwächung (Verstärkung) des Westwind-Initialsignals (vgl. Abb. 5.6b,d und Abb. 6.15). Im Oktober erklärt diese unterschiedliche Ausprägung der Hintergrundströmung für eine QBO-Ost- und eine QBO-Westphase in der unteren Stratosphäre folglich unter anderem die unterschiedliche Ausprägung des Westwind-Initialsignals in den beiden QBO-Experimenten (vgl. Abb. 6.4b,d). Dieser im Modell gefundene Zusammenhang wurde bereits aus Beobachtungen abgeleitet und ist schematisch in Abb. 2.17 dargestellt (K. Kodera, persönliche Mitteilung, 2002).

Im November passen die positiven Winddifferenzen in 55 km Höhe und zwischen 10° und 30°N bei einer QBO-Westphase in der unteren Stratosphäre zu dem stärkeren Initialsignal zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum im QBO-West- im Vergleich zum QBO-Ost-

Experiment. Die unterschiedliche Ausprägung der Windsignale in der tropischen/subtropischen oberen Stratosphäre/unteren Mesosphäre zwischen QBO-Ost- und West-Experiment ist sehr gut in Abb. 6.4b und Abb. 6.4d zu sehen.



**Abbildung 6.17:** Absolutfeld der Divergenz des EP-Vektors für das Sonnenfleckenninimum-Experiment (farbig), die Differenz des Divergenzfeldes zwischen Sonnenfleckenninimum- und Sonnenfleckenninimum-Experiment (Isolinienabstand: 0,2 m/s/d) für a) Oktober des QBO-Ost-Experimentes, b) Oktober des QBO-West-Experimentes, c) wie b) nur für den November, d) wie b) nur für den November.

Wenn die Hintergrundströmung in den beiden QBO-Phasen durch die unterschiedliche vertikale Struktur am Äquator verschieden ist, hat dies einen Einfluss auf die Welle-Grundstrom-Wechselwirkung. Der Zusammenhang zwischen den unterschiedlichen Westwind-Initialsignalen im Oktober/November der beiden QBO-Experimente und den Ausbreitungsbedingungen für planetarische Wellen wird anhand von Abb. 6.17 untersucht. Im QBO-West-Experiment findet im Gegensatz zum QBO-Ost-Experiment bereits im Oktober eine signifikant unterschiedliche Welle-Grundstrom Wechselwirkung zwischen Sonnenfleckenninimum und -maximum statt (Abb. 6.17a,b). Während man im QBO-Ost-Experiment im Oktober (Abb. 6.17a) eine schwache relative Beschleunigung in der subtropischen oberen Stratosphäre genau in dem Bereich des Westwind-Initialsignales findet, ist für das QBO-West-Experiment eine relative Abschwächung zu finden (Abb. 6.17b), die zu dem geringeren Westwind-Initialsignal passt (Abb. 6.4d). Erst im November (Abb. 6.17c) bekommt man auch für das QBO-West-Experiment ein Maximum der relativen Beschleunigung in 20°N und 55 km Höhe, welches zu der Verstärkung der Westwindanomalie in diesem Monat passt. Offensichtlich führt die unterschiedliche Wechselwirkung

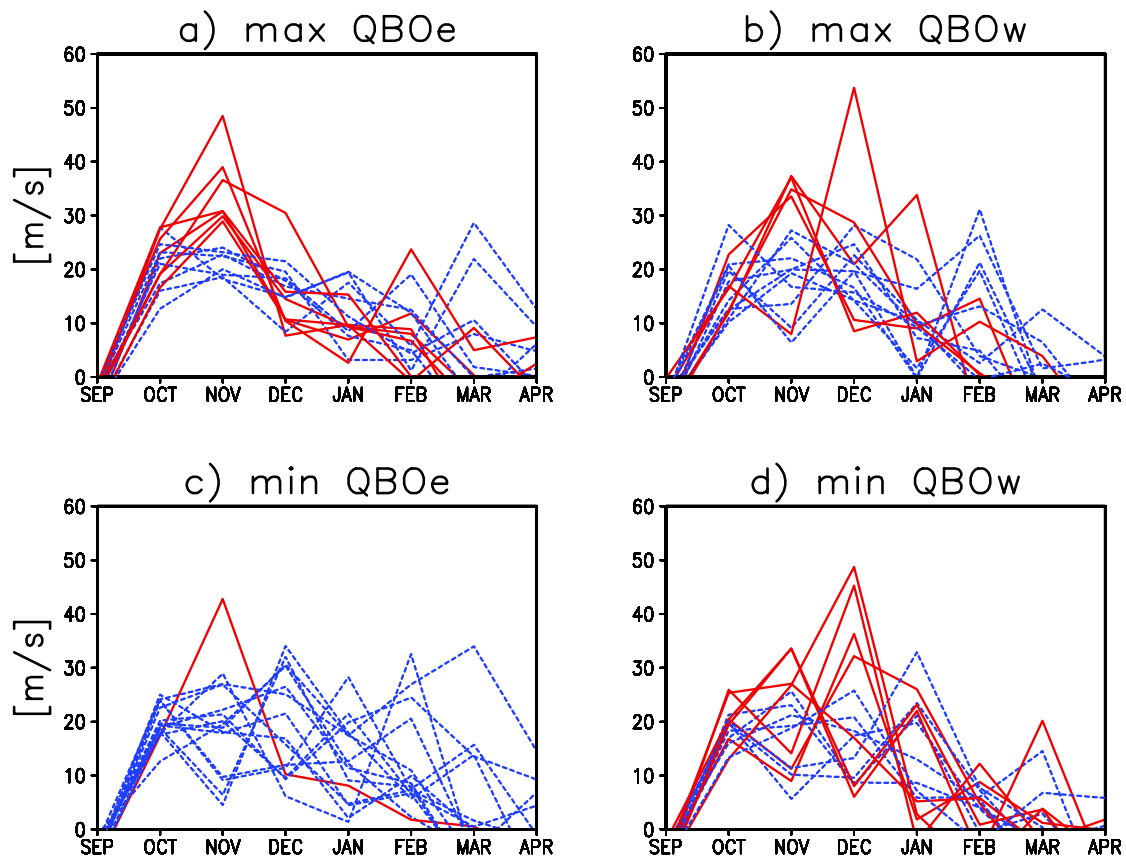
zwischen Wellen und Grundströmung in den beiden QBO-Experimenten zu einer unterschiedlichen Ausprägung des Westwind-Initialsignales.

Während man im Oktober des QBO-Ost-Experimentes eine relative Beschleunigung der Grundströmung im Bereich des Westwind-Initialsignales findet, ist im November äquatorwärts von  $20^{\circ}\text{N}$  und 55 km Höhe eine relative Abschwächung und eine relative Beschleunigung in Richtung hohe Breiten, sowie eine starke Beschleunigung in mittleren bis hohen Breiten zu finden. Dies passt zu den Winddifferenzen in Abb. 6.4b, welche negativ äquatorwärts von  $20^{\circ}\text{N}$  und positiv polwärts sind. Die relative Konvergenz (Abschwächung) in den Tropen und die relative Divergenz (Beschleunigung) in hohen Breiten führt im QBO-Ost-Experiment zu der Verlagerung der Westwinddifferenz von Oktober bis November in die hohen Breiten. Für das QBO-West-Experiment tritt dies einen Monat später auf (nicht gezeigt).

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass das Westwind-Initialsignal durch eine Kombination verschiedener Faktoren entsteht. Zum einen ist der direkte Temperatureinfluss (Strahlungseinfluss) für die Ausprägung des Signales im Oktober wichtig (Abb. 6.4), zum anderen spielt aber auch die Hintergrundströmung, die für die beiden QBO-Phasen unterschiedlich ist, eine wichtige Rolle (Abb. 6.16). Schließlich führt die unterschiedliche Grundströmung im QBO-West- und QBO-Ost-Experiment zu einer unterschiedlichen Welle-Grundstrom-Wechselwirkung (Abb. 6.17), die zu der unterschiedlichen Ausprägung des Initialsignales beiträgt. Die Wanderung des Westwindsignales von den Tropen und Subtropen in die mittleren und hohen Breiten findet in beiden QBO-Phasen durch eine Grundstrom-Welle-Wechselwirkung statt. Für das QBO-Ost-Experiment findet dies von Oktober bis November (Abb. 6.17a,c), für das QBO-West-Experiment von November bis Dezember (nicht explizit gezeigt) statt. Mit diesen Ergebnissen können erstmals Vermutungen aus Beobachtungen bestätigt werden (K. Kodera, persönliche Mitteilung, 2002).

Die unterschiedliche Ausprägung der SAO im Sonnenfleckenmaximum und -minimum könnte mit dem Westwind-Initialsignal im Zusammenhang stehen. Während das Westwindsignal für das QBO-Ost-Experiment zu der Verstärkung der SAO-Westphase (Abb. 6.14c) in diesem Monat passt und diese Anomalie in Abb. 6.4b auch eine signifikante Verbindung zwischen tropischen und subtropischen Breiten zeigt, ist dieser Zusammenhang für das QBO-West-Experiment, in dem sogar eine leichte Abschwächung der SAO-Westphase (Abb. 6.14d) zu erkennen ist, nicht gegeben. Der von Hood (2003) vermutete Zusammenhang zwischen der Verstärkung der Amplitude während der SAO-Westphase im Frühwinter unter Sonnenfleckenmaximum-Bedingungen und dem subtropischen Westwind-Initialsignal bestätigt sich im Modell für das QBO-Ost- jedoch nicht für das QBO-West-Experiment.

Es sollte an dieser Stelle noch einmal hervorgehoben werden, dass das Auftreten der Initialsignale für beide Experimente auf eine insgesamt realistischere Repräsentation der SAO zurückzuführen ist (vgl. Abschnitt 6.3.3). Erst durch diese realistischere Repräsentation wurde das Sonneninitialsignal „sichtbar“. Die Amplitude der SAO-Westphase ist im Vergleich zu Beobachtungen im Modell allerdings immer noch um etwa 10 m/s zu schwach und könnte damit ein Grund für das im Vergleich zu Beobachtungen schwächere Initialsignal im Modell sein. Ein weiterer Grund für das zu schwache Initialsignal könnte im Zusammenhang mit dem subtropischen stratosphärischen Strahlstrom stehen, auf welchen nun etwas genauer eingegangen wird.



**Abbildung 6.18:** Zeitreihe der Monatsmittel des zonal gemittelten zonalen Windes in m/s für die einzelnen Modelljahre in 35°N und einer Höhe von 0,3 hPa (53 km) von September bis April für die Sonnenfleckmaximum- (oben) und die Sonnenfleckminimum-Experimente (unten) für das QBO-Ost- (links) und das QBO-West-Experiment. Die Abbildung ist in Anlehnung an Fig. 4 aus Kodera et al. (2003) erstellt worden, Jahre mit stärkeren Winden sind in rot und Jahre mit schwächeren Winden in blau dargestellt.

### Der stratosphärische subtropische Strahlstrom

Obwohl man durch die Hinzunahme von realistischeren äquatorialen Windprofilen auch eine Verbesserung der subtropischen Windklimatologie erhält (vgl. Abschnitt 3.4, Abb. 3.16), ist gerade die Variabilität im Bereich der subtropischen (oberen) Stratosphäre im Vergleich zu Beobachtungen immer noch zu gering. Dies gilt sowohl für die QBO-Ost- als auch für die QBO-West-Experimente. In den Beobachtungen findet man im Frühwinter einen subtropischen Strahlstrom in der oberen Stratosphäre (vgl. z. B. Abb. 3.15), der durch eine hohe Variabilität gekennzeichnet ist, die sich im Laufe des Winters in die hohen Breiten in die Region des PNJs verlagert. Im Modell findet aufgrund des starken, nicht zum Äquator geneigten PNJs die größte Variabilität in hohen Breiten statt (Abschnitt 3.4).

Abb. 6.18 zeigt die Problematik der zu geringen subtropischen Variabilität für die QBO-Ost- und West-Experimente sowie deren Abhängigkeit von der Phase des Sonnenfleckenzklus. In Beobachtungen treten in dem in Abb. 6.18 gezeigten Bereich im November und Dezember Windgeschwindigkeiten von 50–100 m/s für die Sonnenfleckmaximum- und 30–70 m/s für

die Sonnenfleckenminimumjahre auf (Kodera et al., 2003). Diese starke Variabilität ist an einem Anstieg der Standardabweichung erkennbar (nicht gezeigt) und fällt mit dem Zeitpunkt zusammen, an dem die größten Unterschiede zwischen Maximum und Minimum auftreten. Im Modell treten im Vergleich zu den Beobachtungen deutlich geringere Windgeschwindigkeiten auf, die die allgemein geringere Variabilität sowie das Fehlen eines „richtigen“ subtropischen Strahlstromes in diesem Bereich zeigen. Anhand der Standardabweichung (nicht gezeigt) erkennt man ebenfalls die im Vergleich zu Beobachtungen zu geringe Variabilität in diesem Bereich.

In Abb. 6.18 erkennt man, dass die aus Beobachtungen abgeleitete stärkere Ausprägung der subtropischen Winde im Sonnenfleckenmaximum (vgl. Abb. 2.18) im Modell zumindest für die QBO-Ostphase zu erkennen ist (Abb. 6.18 links). Im Mittel werden im Sonnenfleckenmaximum-Experiment des QBO-Ost-Laufes höhere Windgeschwindigkeiten (18–50 m/s) als im Sonnenfleckenminimum (5–40 m/s) erreicht. Zusätzlich können im Sonnenfleckenmaximum zwei Zustände der subtropischen Winde vergleichbar zu Beobachtungen ausgemacht werden. In einigen Jahren verstärken sich die Winde bis zum November und erreichen höhere Windgeschwindigkeiten (rot gekennzeichnet), während das Windmaximum in den anderen Jahren bereits im Oktober auftritt und von dort kontinuierlich abnimmt (blau gekennzeichnet). Im Sonnenfleckenminimum nimmt die Windgeschwindigkeit in allen Jahren bis auf ein Jahr von Oktober an ab. Für die QBO-West-Experimente sind diese in Beobachtungen (für ein mittleres Sonnensignal) gefundenen Zustände nicht mehr ganz so deutlich (Abb. 6.18 rechts). Im Sonnenfleckenminimum scheinen die Winde stärker als im -maximum zu sein und die beiden Phasen von stärkeren und schwächeren Winden (rot und blau gekennzeichnet) sind nicht mehr so klar voneinander getrennt. Auch hierbei ist wieder anzumerken, dass es kaum Untersuchungen für die Unterschiede zwischen den beiden QBO-Phasen in Abhängigkeit vom Sonnenfleckenzyklus anhand von Beobachtungsdaten gibt und ein Vergleich daher nicht möglich ist. Es gibt jedoch Hinweise aus Beobachtungen, dass die Beeinflussung des subtropischen Strahlstromes für die QBO-Ostphase stärker als für die QBO-Westphase ausgeprägt ist (Kodera, 2001, persönliche Mitteilung), was in gewisser Hinsicht zu den im Modell gefundenen Ergebnissen passt.

## 6.4 Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse

In diesem Abschnitt sind die verschiedenen Faktoren, welche zu einer Verbesserung der Windklimatologie im Modell geführt haben, diskutiert worden. Außerdem ist ausführlich dargestellt worden, wie diese Verbesserungen zu einer besseren Repräsentation des Sonnensignales im Modell geführt haben. Die wichtigsten Ergebnisse der Diskussion werden noch einmal zusammengefasst:

- Die in Beobachtungs- und mechanistischen Modellstudien gezeigte Wichtigkeit der Winde in der oberen Stratosphäre für die nordhemisphärische Winterentwicklung konnte erstmals mit einem GCM bestätigt werden.
- Die SAO ist für die Simulation eines Sonnensignales im Modell entscheidend.
- Eine realistischere Repräsentation der SAO wird in den Modellen daher allgemein für realistischere Simulationen benötigt.

- Die Ausprägung des Westwind-Initialsignales ist eine Kombination aus direktem Strahlungssignal und Hintergrundströmung sowie Welle-Grundstrom-Wechselwirkungen und ist für das QBO-Ost- und das QBO-West-Experiment unterschiedlich.
- Die Unterschiede der Welle-Grundstrom-Wechselwirkung zwischen Sonnenfleckenum und -minimum führen zu einer Verlagerung des Signales in die hohen Breiten. Dies findet für beide QBO-Phasen statt, ist aber zeitlich um einen Monat verschoben.
- Das im Vergleich zu Beobachtungen zu geringe Signal in subtropischen Breiten lässt sich mit der geringeren Variabilität des subtropischen Strahlstromes im Modell erklären.

Die hier erzielten Ergebnisse stellen eine erhebliche Verbesserung bisheriger Klimamodellstudien dar und geben erstmals Hinweise auf die zugrunde liegenden Prozesse, welche zu einem Sonnensignal in Kombination mit der QBO führen. Außerdem geben sie wichtige Hinweise, welche Prozesse in zukünftigen Modellstudien berücksichtigt bzw. verbessert werden sollten. Die Ergebnisse der Kapitel 5 und 6 haben sehr deutlich gezeigt, dass der 11-jährige Sonnenfleckenzklus neben den direkten Effekten in der oberen Stratosphäre auch indirekte Effekte in der unteren Stratosphäre zur Folge hat, deren Einfluss auf die Troposphäre bereits an mehreren Stellen angemerkt und im nun folgenden Kapitel näher betrachtet wird.





# Kapitel 7

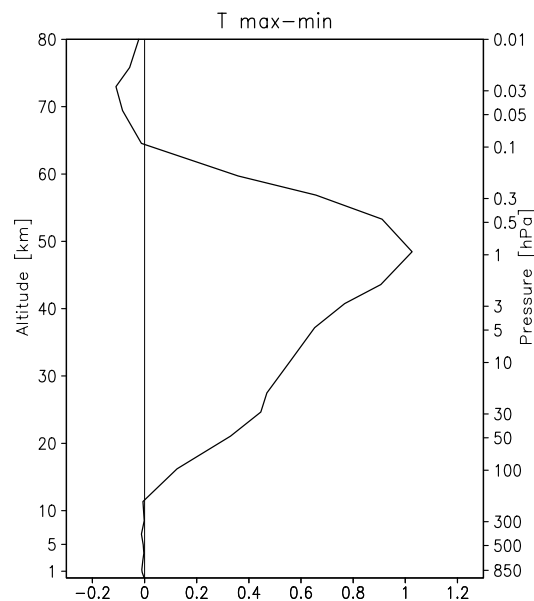
## Das Signal in der Troposphäre

In diesem Kapitel soll untersucht werden, ob es in den Modellexperimenten, welche eine bessere Übereinstimmung mit Beobachtungen in der Stratosphäre zeigen, auch (signifikante) Signale in der Troposphäre gibt. Dann könnte die Übertragung des Sonnensignales von der Stratosphäre in die Troposphäre ansatzweise erklärt werden (vgl. Abb. 2.15). Die Untersuchungen bleiben qualitativ, da die Modellexperimente mit klimatologischen Meeresoberflächentemperaturen integriert wurden. Diese waren für alle Experimente gleich und reduzieren so die Variabilität am unteren Modellrand von vornherein. Auf einen genauen Vergleich mit Beobachtungen wird verzichtet, da außerdem die in Beobachtungen gefundenen starken Signale im nordhemisphärischen Sommer im Modell nicht wiedergegeben werden und sich deswegen kein Signal bis in die Troposphäre fortpflanzen kann. Es erfolgt eine Analyse des Zusammenhanges zwischen stratosphärischen und troposphärischen Sonnensignalen für die Monate des nordhemisphärischen Winters, die die stärksten Signale in der Stratosphäre zeigten.

### 7.1 Ein Sonnensignal in der Troposphäre?

Bereits an mehreren Stellen wurde in den Kapiteln 5 und 6 daraufhingewiesen, dass die stratosphärischen Anomalien des Sonnensignales im nordhemisphärischen Winter bis in die Troposphäre hineinreichen. Betrachtet man das globale Jahresmittel der Temperaturdifferenzen zwischen dem mittleren Sonnenfleckmaximum und -minimum (Abb. 7.1), so fällt als erstes das starke Temperatursignal von +1 K an der Stratopause auf, welches bereits ausführlich in Kapitel 5 diskutiert wurde. In der Mesosphäre bekommt man ein, wenn auch schwaches, negatives Signal. Für die Troposphäre sind keine bzw. verschwindend geringe Unterschiede auszumachen. Wie im Folgenden gezeigt werden wird, bekommt man aber in der Troposphäre deutliche Signale, wenn man räumliche und jahreszeitliche Differenzen betrachtet. Das bedeutet, dass globale Jahresmittel nur für solche Signale aussagekräftig sind, die keine starke räumliche und jahreszeitenabhängige Struktur besitzen.

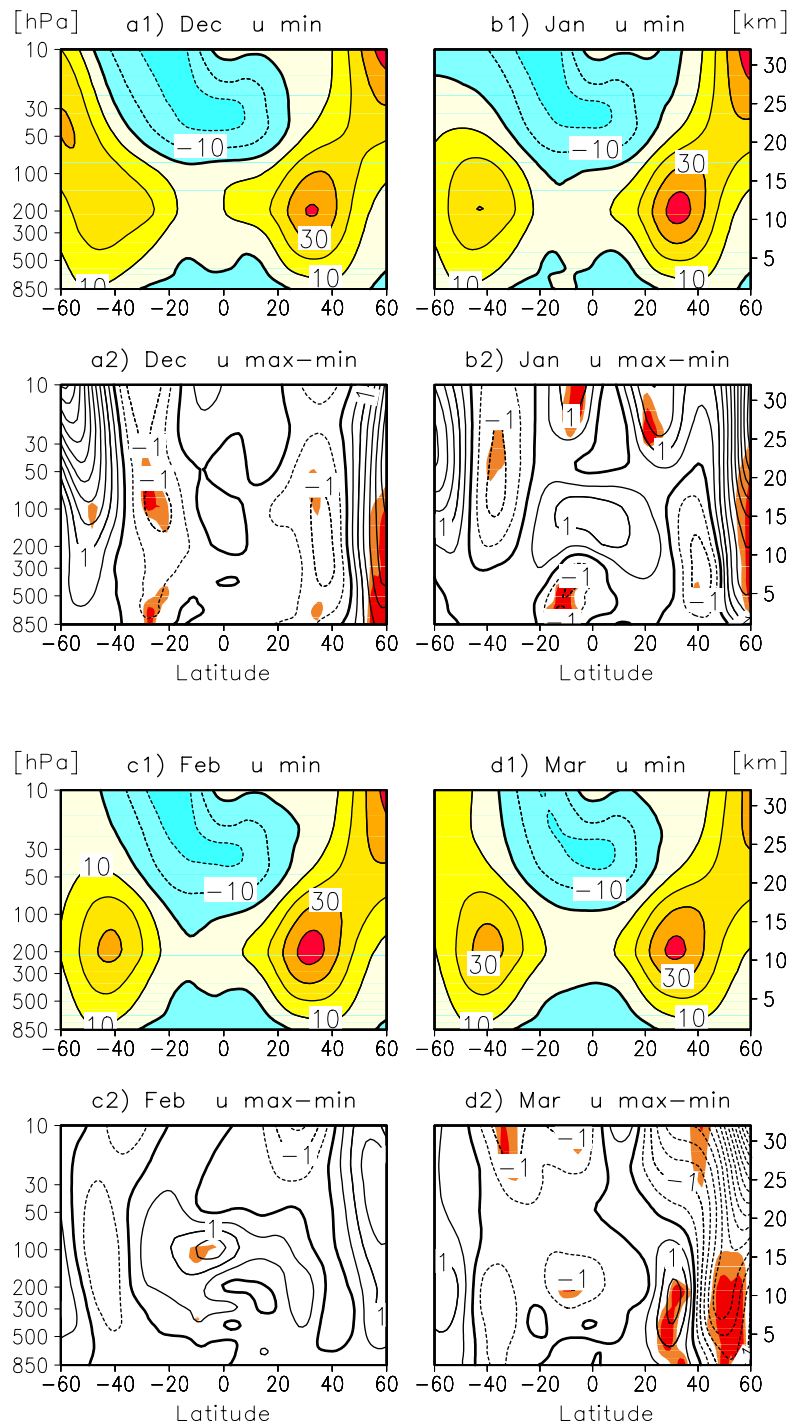
In Kapitel 6 wurde gezeigt, dass das mittlere Sonnensignal und das Signal für die QBO-Ost-Experimente sehr ähnlich verlaufen, weswegen im Folgenden nur die troposphärischen Signale für die QBO-Ost-Experimente gezeigt werden. Die stratosphärischen Signale in den QBO-West-Experimenten reichen nicht so weit in die Troposphäre hinein, wie das in den QBO-Ost-Experimenten der Fall ist (vgl. z. B. Abb. 6.4).



**Abbildung 7.1:** Globales Jahresmittel der Temperaturdifferenzen zwischen dem mittleren Sonnenfleckmaximum- und Sonnenfleckminimum-Experiment von 0-80 km Höhe (1000-0,01 hPa).

### 7.1.1 Änderungen des troposphärischen Strahlstromes

Für das QBO-Ost-Experiment treten die stärksten stratosphärischen Windanomalien im November auf, welche mit der Zeit polwärts und abwärts wandern und im Dezember und Januar bis in die untere Stratosphäre und die Troposphäre hineinreichen (vgl. Abb. 6.4b). Ein Zusammenhang zwischen den Änderungen im extratropischen Wellenantrieb und den Änderungen der Temperatur in der tropischen Stratosphäre konnte ebenfalls für den Dezember und Januar nachgewiesen werden (vgl. Abb. 6.9). Die Frage ist nun, ob es eine Verbindung zwischen den stratosphärischen Anomalien und den Änderungen troposphärischer Zirkulationsmuster gibt. In Abb. 7.2 sind die Absolutfelder und die Differenzen des zonal gemittelten zonalen Windes für das QBO-Ost-Experiment von Dezember bis März noch einmal vergrößert für die Troposphäre und die untere und mittlere Stratosphäre dargestellt. Man erkennt, dass die aus der Stratosphäre herunterreichenden Anomalien zu einer signifikanten Abschwächung des nordhemisphärischen troposphärischen Strahlstromes, dessen Kern im Modell bei etwa 35°N und 12 km Höhe liegt, und zu einer Verbreiterung der polwärtigen Strahlstromflanke im Dezember und Januar führen. Im Februar ist dieser Einfluss sehr viel schwächer ausgeprägt und im März tritt eine signifikante Abschwächung des nordhemisphärischen troposphärischen Strahlstromes und eine schmalere polwärtige Strahlstromflanke auf, die im Zusammenhang mit einem im Sonnenfleckmaximum und -minimum unterschiedlichen Zeitpunkt der Umstellung zur Sommerzirkulation in der Stratosphäre stehen könnte. Für das QBO-West-Experiment findet eine Beeinflussung des nordhemisphärischen troposphärischen Strahlstromes nur im März statt (vgl. Abb. 6.4), in den anderen Monaten bleiben die Anomalien auf die Stratosphäre begrenzt (hier nicht explizit gezeigt). Dass nicht nur der troposphärische Strahlstrom beeinflusst wird, sondern auch andere Größen, zeigt der folgende Abschnitt.



**Abbildung 7.2:** a1)-d1) Absolutfelder des zonal gemittelten zonalen Windes (Isolinienabstand: 10 m/s) von 0-32 km (1000-10 hPa) von 60°S bis 60°N für das Sonnenfleckenninimum-QBO-Ost-Experiment, a2)-d2) Differenzen zwischen Sonnenfleckenninimum und -maximum des QBO-Ost-Experimentes im a) Dezember, b) Januar, c) Februar und d) März, Isolinienabstand: 0,5 m/s, zu 95% (99%) statistisch signifikante Gebiete sind orange und rot dargestellt.

### 7.1.2 Änderungen der Temperatur und tropischer Vertikalbewegungen

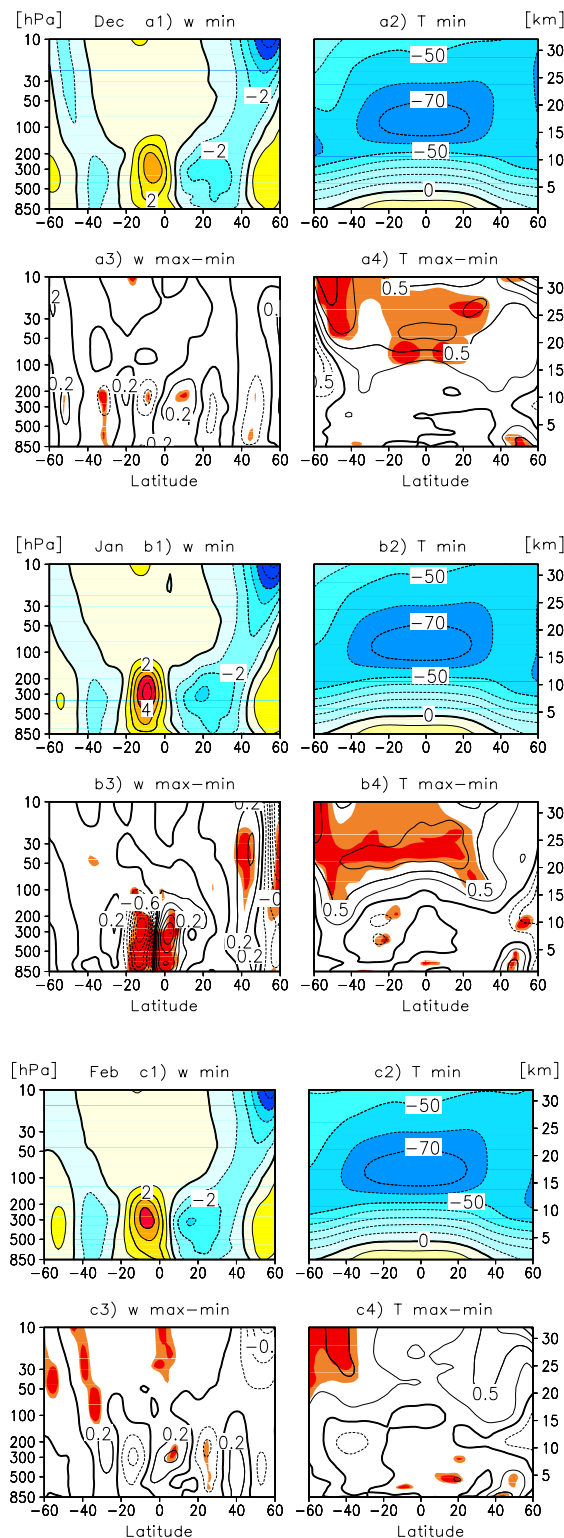
In Abb. 7.3 sind die Absolutwerte sowie die Differenzen der zonal gemittelten Vertikalkomponente des Windes sowie der zonal gemittelten Temperatur für Dezember, Januar und Februar für die Troposphäre und die untere und mittlere Stratosphäre dargestellt. Man erkennt ein Aufsteigen südlich des Äquators bei  $10^{\circ}\text{S}$  auf der Sommerhemisphäre, welches sich von Dezember bis Januar verstärkt und dann wieder abschwächt, sowie die Gebiete mit Absinken in den Subtropen (Abb. 7.3 a1,b1,c1). Der absinkende Ast ist auf der Nordhemisphäre stärker ausgeprägt und zeigt eine Verbindung zur Stratosphäre. Die Anomalien der Vertikalkomponente des Windes (Abb. 7.3 a3,b3,c3) verstärken sich von Dezember bis Januar. Im Januar findet eine signifikante Verringerung der Vertikalbewegung südlich des Äquators sowie eine leichte Verschiebung nach Norden statt. Offensichtlich kommt es im Modell im Januar zu signifikanten Änderungen tropischer Vertikalbewegungen.

Die Temperaturdifferenzen im Dezember und Januar zeigen eine signifikante Erwärmung von  $0,75\text{ K}$  im Sonnenfleckmaximum oberhalb der tropischen Tropopause, die im Januar am stärksten ausgeprägt ist und in die Troposphäre ab- und in die Stratosphäre zunimmt (Abb. 7.3 a4,b4). Die positiven Temperaturdifferenzen ( $<0,25\text{ K}$ ) reichen bis zum Erdboden, sind zwischen  $40^{\circ}$  und  $60^{\circ}\text{N}$  signifikant und erreichen dort Werte von bis  $0,5\text{ K}$ . Im Januar befinden sich schwach negative Temperaturdifferenzen in den Subtropen der Troposphäre. Auffällig bei den tropischen und subtropischen positiven Temperaturanomalien in der Stratosphäre ist, dass diese statistisch signifikant sind und vom Frühwinter bis in den Januar von der mittleren Stratosphäre in die untere Stratosphäre und das Tropopausenniveau wandern (vgl. auch Abb. 6.2 und 6.3) und dort zu Änderungen im Bereich der tropischen Tropopause, die im Modell bei etwa  $17\text{--}18\text{ km}$  Höhe liegt, führen. Im Februar treten geringere Temperaturdifferenzen sowohl in der Strato- als auch in der Troposphäre auf.

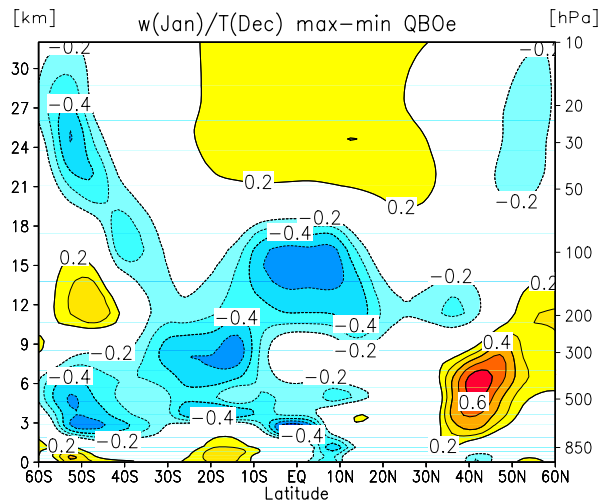
Die positiven Temperaturdifferenzen in der Stratosphäre führen zu einer stabileren<sup>1)</sup> Schichtung in der unteren Stratosphäre und im Tropopausenniveau. Es gilt allgemein, dass ein verstärktes stratosphärisches Absinken die untere Stratosphäre erwärmt und zu einer niedrigeren und wärmeren Tropopause führt (umgekehrt gilt das genauso für ein verstärktes Aufsteigen) (Shepherd, 2002). Dies führt zu einer relativen Abkühlung und einer geringeren Vertikalbewegung in der Troposphäre. Im Modell ist dieser Effekt im Januar am stärksten ausgeprägt: die Temperaturzunahme im Sonnenfleckmaximum oberhalb der Tropopause (Abb. 7.3 b4) führt zu einer Stabilisierung und verringerten troposphärischen Vertikalbewegungen (Abb. 7.3 b3). Die schwach positiven Temperaturdifferenzen in der äquatorialen Troposphäre und die negativen Differenzen zwischen  $20^{\circ}$  und  $40^{\circ}\text{S}$  passen zu der Verschiebung der Auf- und Abstiegsgebiete (Abb. 7.3 b3,b4). Im Februar sind sowohl die großflächig signifikante tropische Temperaturanomalie in der unteren Stratosphäre/Tropopausenniveau als auch die signifikanten Änderungen der äquatorialen Vertikalbewegungen verschwunden.

Um den Zusammenhang zwischen den Temperaturdifferenzen in der Stratosphäre und den Änderungen der äquatornahen Vertikalbewegungen in der Troposphäre zu untersuchen, wurden Korrelationen zwischen der zonal gemittelten Vertikalkomponente des Windes in  $300\text{ hPa}$  und  $2,8^{\circ}\text{S}$  und der zonal gemittelten Temperatur berechnet (Abb. 7.4). Aufgrund der höheren

<sup>1)</sup>Als Maß für die statische Stabilität in der Stratosphäre wird die Brunt-Väisälä-Frequenz verwendet, welche die Frequenz der Schwingung eines Luftteilchens um seine Ruhelage bei einer stabil geschichteten Atmosphäre angibt.



**Abbildung 7.3:** a) Dezember, b) Januar, c) Februar; a1)-c1): Absolutfelder der Vertikalkomponente des Windes für das Sonnenfleckennminimum-QBO-Ost-Experiment (Isolinienabstand: 1 mm/s) von 0-32 km (1000-10 hPa) und 60°S bis 60°N, positive (negative) Werte geben Gebiete mit aufsteigender (absinkender) Bewegung an; a3)-c3): Differenz der Vertikalkomponente des Windes zwischen Sonnenfleckennmaximum und -minimum für das QBO-Ost-Experiment (Isolinienabstand: 0,2 mm/s, statistisch signifikante Gebiete sind farbig dargestellt). a2)-c2): Absolutfelder der zonal gemittelten Temperatur (Isolinienabstand: 10°C); a4)-c4): Differenz der zonal gemittelten Temperatur (Isolinienabstand: 0,25 K, statistisch signifikante Gebiete sind farbig dargestellt).



**Abbildung 7.4:** Korrelationen zwischen der zonal gemittelten Vertikalwindkomponente des Windes in der tropischen Troposphäre (300 hPa, 2,8°S) im Januar und dem zonal gemittelten Temperaturfeld im Dezember von 60°S bis 60°N und 0-32 km Höhe (1000-10 hPa) für die Differenz zwischen Sonnenfleckmaximum- und Sonnenfleckminimum des QBO-Ost-Experimentes. Dargestellt sind nur Korrelation größer als 0,2, wobei positive Korrelationen in Rot- und negative in Blautönen dargestellt sind, Isolinienabstand: 0,1.

Variabilität in der Troposphäre sind die Korrelationen nicht mehr so stark wie in der Stratosphäre (Abb. 6.8 und 6.9). Die Korrelationen in Abb. 7.4 zeigen, dass die äquatornahen Änderungen der Vertikalgeschwindigkeit mit entgegengesetzten Temperaturänderungen in der Troposphäre und Stratosphäre zusammenhängen. Eine geringere Vertikalgeschwindigkeit tritt gemeinsam mit einer negativen troposphärischen und einer positiven stratosphärischen Temperaturanomalie auf (vgl. Abb. 7.3b3,b4). Die Erwärmung der Stratosphäre führt, wie bereits erwähnt, zu einer Stabilisierung der unteren Stratosphäre und einer Erwärmung und Absenkung der Tropopause, wodurch sich die Troposphäre abkühlt und geringere Vertikalbewegungen auftreten. Die negativen Temperaturdifferenzen südlich des Äquators könnten auch mit einer verringerten Konvektion (Abschnitt 7.1.3) und einer damit zusammenhängenden verringerten Freisetzung von latenter Wärme erklärt werden. Die Korrelationen gehen nur für die gezeigte Abbildung (Vertikalgeschwindigkeit im Januar korreliert mit dem Dezember-Temperaturfeld) in diese Richtung, was eventuell an der Verwendung von Monatsmitteln liegen könnte. Auch wenn diese Korrelationen nicht so deutlich sind, lässt sich jedoch feststellen, dass es einen Zusammenhang zwischen stratosphärischen und troposphärischen Anomalien gibt.

Auch aus Beobachtungen kann man eine Beeinflussung der Tropopausenhöhe durch verschiedene stratosphärische (z. B. QBO, Ozonanomalien) und troposphärische (z. B. ENSO) Zirkulationsmuster erkennen (z. B. Wong und Wang, 2003). Shepherd (2002) argumentiert, dass ein verstärktes stratosphärisches Absinken die Tropopause absenken und erwärmen würde (umgekehrt gilt das genauso für ein verstärktes Aufsteigen). Dies stützt die im Modell gefundene Änderung troposphärischer Vertikalbewegungen, welche im Zusammenhang mit stratosphärischen Temperaturänderungen stehen. Im Modell werden diese stratosphärischen Temperaturänderungen durch die geänderte solare Einstrahlung und das Ozon hervorgerufen (Kapitel 5).

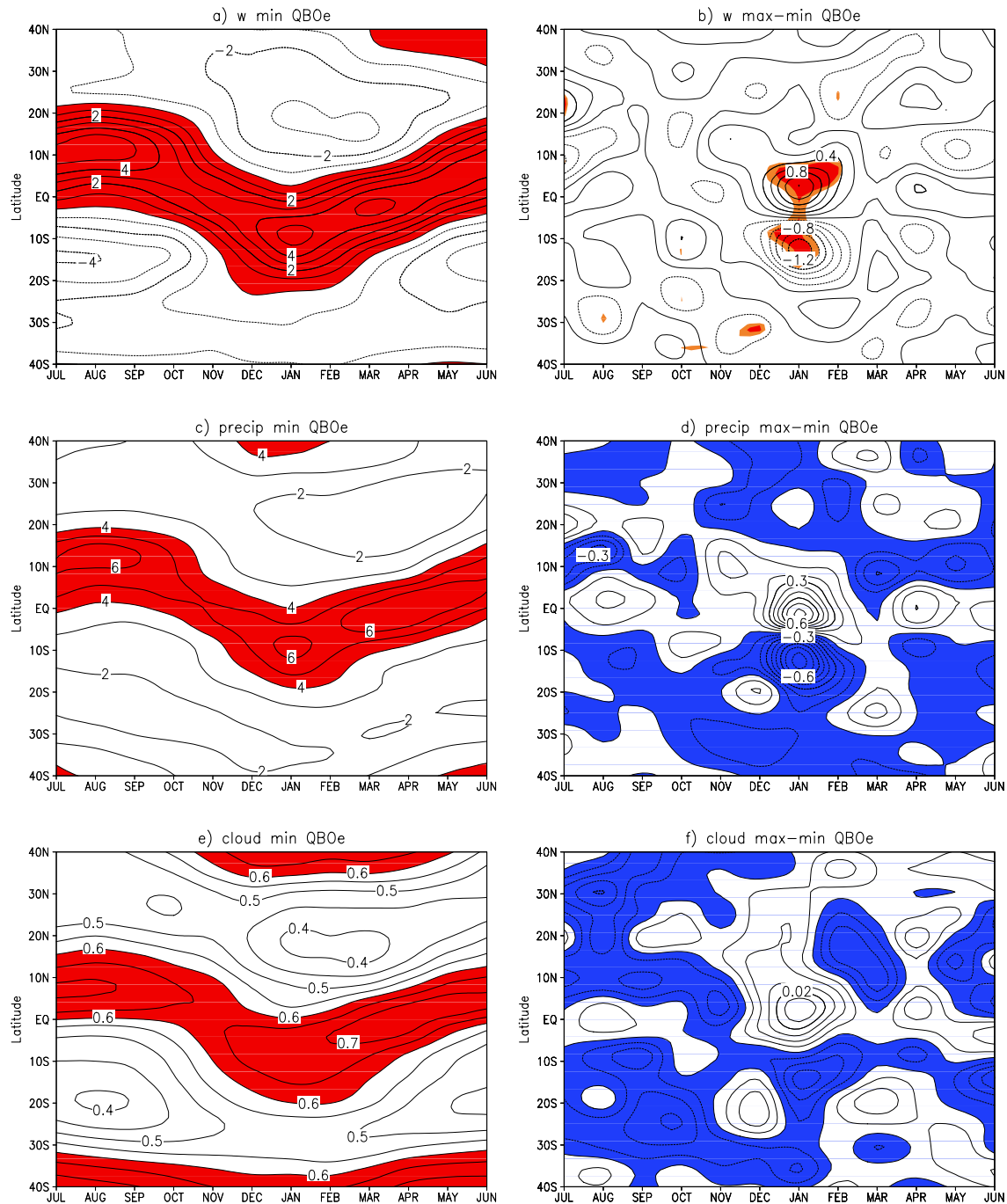
### 7.1.3 Änderungen des Niederschlages und der Bewölkung

Die eben gezeigte Abschwächung und Verbreiterung der Gebiete mit aufsteigenden Vertikalbewegungen südlich des Äquators, lassen einen Einfluss auf die Niederschlags- und Wolkenbildung erwarten. Um dies zu überprüfen, sind in Abb. 7.5 die Zeitreihen der zonalen Mittel der Absolutwerte und Differenzen der Vertikalkomponente des Windes in 300 hPa, des Niederschlages und der Bewölkung von 40°S bis 40°N von Juli bis Juni dargestellt. In allen drei Absolutfeldern erkennt man die Verschiebung der Innertropischen Konvergenz Zone (ITZ) von einer Sommerhemisphäre zur anderen mit einem kleineren Maximum im Januar südlich des Äquators (Abb. 7.5a,c,e). In den Differenzfeldern zeigt sich ein starkes Signal im Januar, welches für die Vertikalkomponente des Windes in 300 hPa statistisch signifikant ist (Abb. 7.5b,d,f) und bereits im zonalen Mittel der Differenzen der Vertikalkomponente des Windes erkennbar war (in Abb. 7.3b3). Im Januar tritt konsistent mit der Abschwächung der Vertikalbewegungen südlich des Äquators eine Abschwächung der Niederschlagsaktivität und der Bewölkung auf (Abb. 7.5b,d,f). Die leichte Verbreiterung (nördliche Verschiebung) des Gebietes mit Aufsteigen findet man ebenfalls in den Niederschlags- und Bewölkungsmustern wieder. Das Modell zeigt im Januar, wenn starke Änderungen in der tropischen unteren Stratosphäre auftreten, auch ein starkes troposphärisches Signal, welches konsistent in verschiedenen Parametern (Vertikalgeschwindigkeit, Niederschlag und Bewölkung) ist. Auf die Probleme und Unterschiede in den Niederschlagsfeldern und damit verbunden den Konvektionsschemata in den Modellen soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden (vgl. z. B. Nissen, 1998), da es hier um die Unterschiede zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum geht und nicht um Absolutwerte.

Um einen Eindruck von den räumlichen Mustern der Anomalien zu bekommen, sind in Abb. 7.6 die Breiten-Längen Schnitte für die Vertikalkomponente des Windes in 300 hPa, den Niederschlag und die Bewölkung für den Monat mit den stärksten Änderungen (Januar) dargestellt. Anhand der Absolutfelder erkennt man, dass es starke Unterschiede in Ost-West-Richtung gibt (Abb. 7.6a,c,e). Während passend zu den aufsteigenden Luftbewegungen eine erhöhte Niederschlagsaktivität und Bewölkung über dem Westpazifik, Indonesien und dem Indischen Ozean stattfindet, sind absinkende Luftbewegungen, geringere Niederschlagsaktivität und Bewölkung im Ostpazifik sowie Ostatlantik zu finden. Diese Muster entsprechen einer im Modell auftretenden Walker-Zirkulation, die im Prinzip den Beobachtungen entspricht und der meridionalen Hadley-Zirkulation überlagert ist. In den Beobachtungen und auch im Modell befindet sich der stärkere Ast der Walker-Zirkulation im pazifischen Raum. Über den sehr warmen Meeresoberflächentemperaturen im Westpazifik findet man starke aufsteigende Bewegungen und über den kühleren Meeresoberflächentemperaturen im Ostpazifik Absinkbewegungen. In der Realität ändert sich die Walker-Zirkulation mit den auftretenden ENSO-Ereignissen, die durch Anomalien in den Meeresoberflächentemperaturen zu einer Verschiebung der Hauptniederschlags- und Bewölkungsgebiete führen. Im Modell sind solche Phänomene aufgrund der festen, klimatologischen Meeresoberflächentemperaturen nicht enthalten. Die in den zonalen Mitteln gefundene Abschwächung der Vertikalgeschwindigkeits-, Niederschlags- und Bewölkungsmaxima sowie die leichte Verschiebung nach Norden im Sonnenfleckmaximum konzentriert sich auf den Westpazifik und den Indischen Ozean (Abb. 7.6b,d,f), genau dort, wo sich die Gebiete mit starken Vertikalbewegungen und starke Niederschlagszellen im Modell befinden (Abb. 7.6a,c,e).

Auch wenn die hier gezeigten troposphärischen Einflüsse nur qualitativ zu betrachten sind, geben sie doch wichtige Hinweise für einen Einfluss solarer stratosphärischer Änderungen auf die Troposphäre. Da die Meeresoberflächentemperaturen im Modell für alle Experimente fest vor-





**Abbildung 7.5:** a) Absolutwerte der zonal gemittelten Vertikalkomponente des Windes für das Sonnenfleckenninimum-QBO-Ost-Experiment in 300 hPa (8,5 km) von 40°S bis 40°N und von Juli bis Juni (Isolinienabstand: 1 mm/s), Gebiete mit aufsteigender Vertikalbewegung sind rot dargestellt, b) Differenzen der zonal gemittelten Vertikalkomponente des Windes (in 300 hPa) zwischen Sonnenfleckenninimum und -maximum des QBO-Ost-Experimentes (Isolinienabstand: 0,2 mm/s), statistisch signifikante Gebiete sind farbig dargestellt, c) Absolutwerte des zonal gemittelten Niederschlages (enthalten sind der großräumige und konvektive Niederschlag sowie Schnee) (Isolinienabstand: 1 mm/d), Gebiete mit mehr als 4 mm/d sind rot dargestellt, d) Differenz des zonal gemittelten Niederschlages (Isolinienabstand: 0,1 mm/d, negative Werte sind blau gefärbt), e) Absolutwerte der zonal gemittelten totalen Bewölkung (Isolinienabstand: 0,05 Bruchteile), Gebiete mit mehr als 0,6 Bruchteilen sind rot dargestellt, f) Differenzen des zonal gemittelten totalen Bewölkung (Isolinienabstand: 0,005 Bruchteile), negative Werte sind blau gefärbt.

**Abbildung 7.6:** Januar-Monatsmittel für a) die Absolutwerte der Vertikalkomponente des Windes für das Sonnenfleckennminimum-QBO-Ost-Experiment in 300 hPa (8,5 km) von 60°S bis 60°N und 180°W bis 180°E (Isolinienabstand: 2 mm/s), b) die Differenzen der Vertikalkomponente des Windes (in 300 hPa) zwischen Sonnenfleckennmaximum und -minimum des QBO-Ost-Experimentes (Isolinienabstand: 1 mm/s, statistisch signifikante Gebiete sind in rot und orange dargestellt), c) die Absolutwerte des Niederschlages (Isolinienabstand: 2 mm/d, Werte von mehr als 6 mm/d sind rot gefärbt), d) die Differenz des Niederschlages (Isolinienabstand: 1 mm/d, negative Werte sind blau gefärbt), e) die Absolutwerte der totalen Bewölkung (Isolinienabstand: 0,1 Bruchteil, Werte größer als 0,6 sind rot dargestellt), f) die Differenz der totalen Bewölkung (Isolinienabstand: 0,03 Bruchteile, negative Werte sind blau dargestellt).

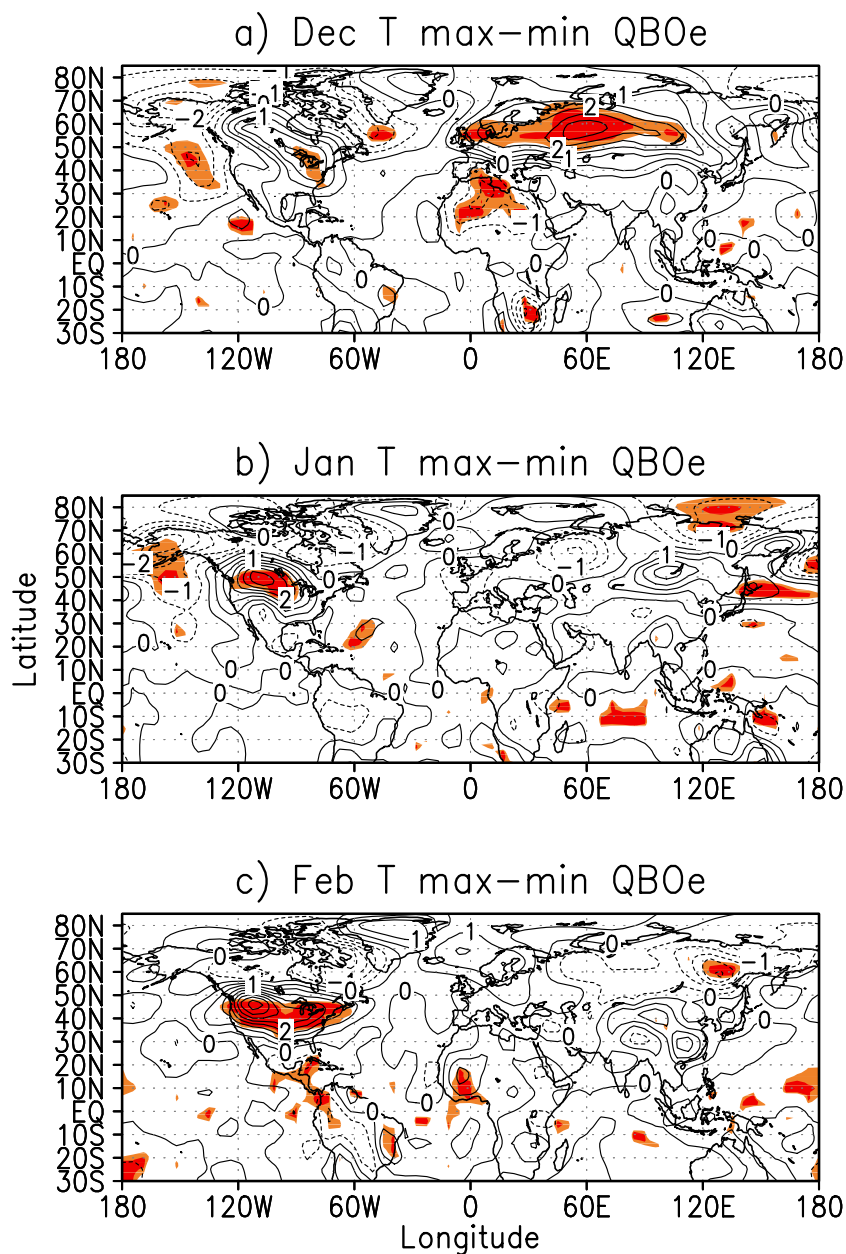
geschrieben und exakt gleich sind, man aber genau über den großen Wasserflächen die größten troposphärischen Differenzen zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum im Modell findet, können diese direkt mit stratosphärischen Änderungen in Verbindung gebracht werden. Eine unterschiedliche Beeinflussung der Vertikalbewegungen am Äquator in den beiden Phasen des Sonnenfleckenzklus ist auch in den Beobachtungsdaten zu erkennen (K. Kodera, persönliche Mitteilung, 2003). Diese Änderungen sind jedoch (genau wie im Modell) nicht zonalsymmetrisch verteilt, sondern konzentrieren sich auf den Pazifik bzw. Indik. Auch andere Untersuchungen zeigen eine Beeinflussung der Vertikalgeschwindigkeiten und der Niederschläge in der tropischen Troposphäre (z. B. van Loon und Meehl, 2003; Labitzke, 1999). Diese Studien beziehen sich allerdings alle auf den Juli/August, da in den Beobachtungen in diesen Monaten das stärkste Signal in den Tropen und Subtropen auftritt. Für das Modell wurde wie bereits beschrieben der Monat (Januar) ausgewählt, in dem die stärksten Signale in der Troposphäre auftraten - auch in dieser Hinsicht ist also Vorsicht bei einem Vergleich zwischen Beobachtungen und Modell geboten.

#### 7.1.4 Änderungen am Erdboden

In Abb. 7.2 und 7.3 ist bereits die Verschiebung des troposphärischen Westwindstrahlstromes auf der Nordhemisphäre diskutiert worden, sowie auf die in Erdoberflächennähe auftretenden signifikanten Wind- und Temperaturanomalien in mittleren Breiten hingewiesen worden. In Abb. 7.7 soll beispielhaft die räumliche Struktur der Temperaturdifferenzen an der Erdoberfläche (1000 hPa) gezeigt werden. Sehr gut zu erkennen sind die unterschiedlichen räumlichen Muster der Differenzen, wodurch das Signal im globalen Mittel sehr gering ist (Abb. 7.1), sowie die Konzentration der stärksten Anomalien auf die Kontinente. Die Konzentration der Anomalien auf die Landflächen ist mit den festen Meeresoberflächentemperaturen in den Experimenten zu erklären, die die Variabilität am unteren Rand über den wasserbedeckten Flächen im Modell von vornherein reduzieren. Die Größenordnung der Temperaturdifferenzen über den Kontinenten erreicht mehr als +3 K und ist daher nicht vernachlässigbar. Die stärksten Differenzen sind statistisch signifikant und verstärken sich von Dezember bis Februar über Nordamerika. Die starke, signifikante positive Differenz im Dezember über Eurasien verschwindet in den Folgemonaten.

Die für die Stratosphäre getroffene Aussage, dass sich die Größenordnung der Differenzen nur in der dynamisch aktiven Saison der Nordhemisphäre in den Modellsimulationen verbessert hat, trifft auch für die Troposphäre zu. Während die stärksten Temperaturdifferenzen von +3 K bis -2 K im nordhemisphärischen Winter auftreten, sind diese Differenzen im nordhemisphärischen Sommer sehr viel schwächer (-1 bis +1 K; nicht gezeigt). Dies könnte ein weiterer Hinweis darauf sein, dass Änderungen in der MRZ eine entscheidende Rolle spielen. Da diese im Modell nur im nordhemisphärischen, nicht aber im südhemisphärischen Winter auftreten, erklären sich damit die schwächeren Temperatursignale im Nordsommer.

Aufgrund der Struktur der Modellexperimente (feste Meeresoberflächentemperaturen) erfolgt keine weitere Interpretation von regionalen Zirkulationsänderungen.



**Abbildung 7.7:** Differenzen der Temperatur in 1000 hPa (Erdoberflächennähe) zwischen dem Sonnenfleckensmaximum und -minimum des QBO-Ost-Experimentes von 30°S bis 80°N und 180°W bis 180°E, Isolinienabstand: 0,5 K, statistisch signifikante Gebiete sind farbig dargestellt, für a) Dezember, b) Januar und c) Februar.

## 7.2 Diskussion der Ergebnisse

In diesem Kapitel ist qualitativ gezeigt worden, dass es in den Modellexperimenten im nordhemisphärischen Winter auch in der Troposphäre zu signifikanten Zirkulationsänderungen kommt, die in etwa zwei Monate nach den stärksten Änderungen in der oberen Stratosphäre auftreten. Für das hier vorgestellte QBO-Ost-Experiment traten die stärksten Änderungen in der oberen Stratosphäre im November auf, die stärksten Änderungen in der tropischen unteren Stratosphäre und in der Troposphäre treten zwei Monate später, im Januar, auf.

- Die höheren Temperaturen im Sonnenfleckmaximum in der unteren Stratosphäre führen zu einer erhöhten Stabilität der Stratosphäre und beeinflussen tropische Vertikalbewegungen, die sich sowohl in der Vertikalkomponente des Windes als auch in den Niederschlags- und Bewölkungsmustern zeigen.
- Die Änderungen in der Troposphäre können aufgrund der Struktur der Modellexperimente (feste Meeresoberflächentemperaturen) als indirekte Effekte, die durch Zirkulationsänderungen in der Stratosphäre hervorgerufen werden, interpretiert werden.
- Die Experimente zeigen, dass diese indirekten Effekte nicht zu vernachlässigende Größenordnungen erreichen und daher bei zukünftigen Klimaabschätzungen berücksichtigt werden sollten.

Die in den Beobachtungen gefundenen Signale können mit den hier vorgestellten Experimenten natürlich nicht vollständig erklärt werden, sie geben jedoch wichtige qualitative Hinweise darauf, dass es eine Beeinflussung der Troposphäre durch stratosphärische Zirkulationsanomalien aufgrund von solaren Einstrahlungsänderungen gibt.

Im Folgenden werden die Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefasst und ein möglicher Ausblick für zukünftige Arbeiten gegeben.

# Kapitel 8

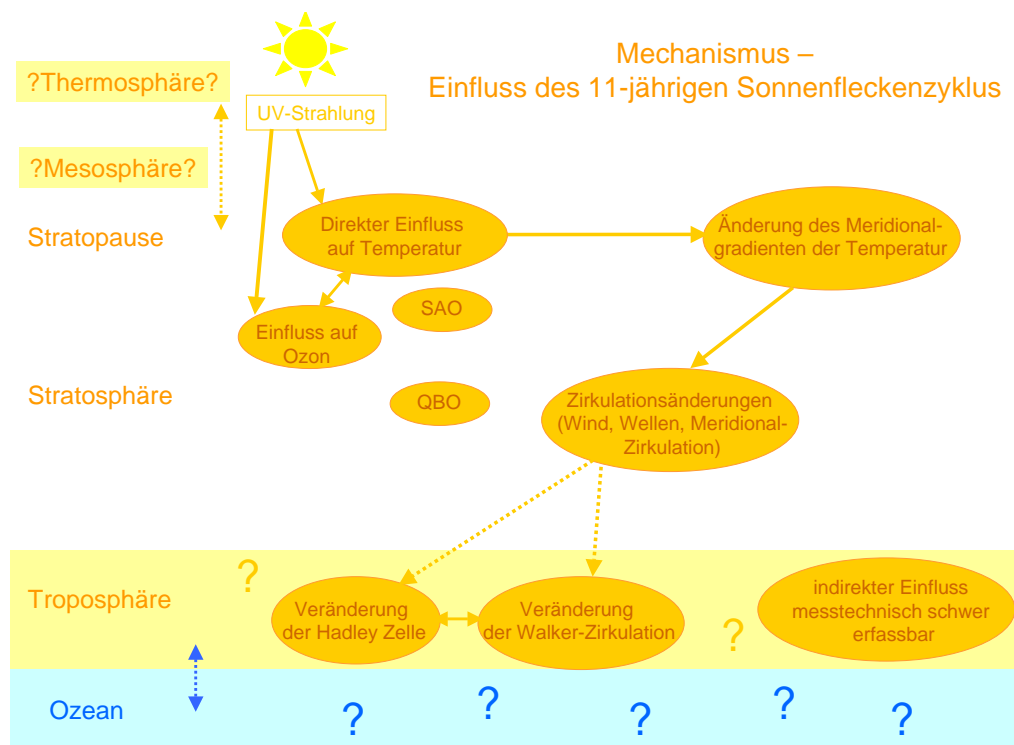
## Zusammenfassung

In dieser Arbeit ist es anhand von systematischen Studien mit dem FUB-CMAM gelungen, den Einfluss von 11-jährigen solaren UV-Strahlungsänderungen auf die Atmosphäre zu zeigen. Außerdem konnte der Mechanismus für die Übertragung des Sonnensignales, wie er bisher verstanden und aus Beobachtungen abgeleitet wurde, erstmals mit einem GCM nachvollzogen werden. Es existiert also ein physikalischer Mechanismus, mit dem der Einfluss der Sonnenvariabilität und die Übertragung des Sonnensignales erklärt werden können. Die wichtigsten Ergebnisse sollen hier noch einmal zusammengefasst werden (vgl. auch Abb. 8.1).

Zuerst wurde die Parametrisierung der kurzwelligen Strahlung im FUB-CMAM verfeinert, die eine entscheidende Verbesserung im Gegensatz zu in anderen Modellen verwendeten Strahlungsparametrisierungen darstellt. Die Repräsentation von kurzwelligen Strahlungsflüssen ist für das FUB-CMAM jetzt sehr hoch aufgelöst. Eventuelle Defizite der Simulationen sind sicherlich in erster Linie in der Repräsentation von dynamischen Prozessen zu suchen.

In einem nächsten Schritt wurden mit dieser erweiterten Modellversion erste Experimente zum Einfluss der 11-jährig variierenden solaren UV-Strahlung innerhalb des EU-Projektes SOLICE durchgeführt und im Rahmen des GRIPS-Modellvergleiches mit den Ergebnissen von vier anderen Klimamodellen verglichen, die mit den gleichen Strahlungs- und Ozonänderungsfeldern integriert wurden (Matthes et al., 2003). Dies ermöglichte einen besseren qualitativen und quantitativen Vergleich der zu diesem Zeitpunkt existierenden Sonnen-Modellexperimente. Es stellte sich heraus, dass die Modelle sehr unterschiedliche Ergebnisse liefern und keines der Modelle in der Lage ist, die beobachtete Modulation des Polarnachtjets oder der mittleren meridionalen Restzirkulation zu reproduzieren. Die Ergebnisse von einem teilnehmenden Klimamodell erlaubten zusätzlich die Sensitivität bezüglich des vorgegebenen Ozonänderungsfeldes zu untersuchen - hier ergaben sich zum Teil völlig entgegengesetzte Resultate.

Die unterschiedlichen Ergebnisse der Modelle wurden zum einen auf die unterschiedlichen verwendeten Strahlungsschemata, zum anderen aber auf die unterschiedliche modellinterne Variabilität zurückgeführt. Es stellte sich heraus, dass insbesondere die im Vergleich zu Beobachtungen unrealistischen Modellklimatologien das Auftreten eines Sonnensignales in den Modellen verhindern. Eine Verbesserung der Modellklimatologie könnte also zu einer besseren Repräsentation des Sonnensignales in den Modellen führen (Matthes et al., 2003; Kodera et al., 2003). In diesen Modellstudien fehlten insbesondere die tropischen Windschwingungen, die QBO und die SAO.



**Abbildung 8.1:** Angepasste und erweiterte Abb. 2.15.

Die Ergebnisse des GRIPS-Vergleiches wurden dafür genutzt, systematische Verbesserungen der äquatorialen Windklimatologie in das FUB-CMAM einzubauen. Es zeigte sich, dass es nicht ausreicht, eine QBO nur in der unteren Stratosphäre zu implementieren, sondern dass ein realistisches äquatoriales Windprofil über die gesamte Höhe der Stratosphäre mit einer QBO-Phase in der unteren Stratosphäre, einer Scherzone darüber und einer SAO in der oberen Stratosphäre entscheidend ist. Damit konnten die Untersuchungen eines mechanistischen Modelles von Gray et al. (2001a) erstmals mit einem GCM bestätigt werden. Nur durch die Verbesserung der äquatorialen Windstruktur konnte die erste realistische Simulation des beobachteten stratosphärischen Sonnensignales im nordhemisphärischen Winter in einem GCM überhaupt erreicht werden (Matthes et al., 2004). Mit diesen Experimenten konnten folgende Punkte des Einflusses der Sonnenvariabilität auf das Klima (Abb. 8.1) sowie zur Übertragung des Signales gezeigt werden:

- Ein direkter Einfluss von Strahlungs- **und** Ozonänderungen in der oberen Stratosphäre wird vom Modell simuliert und bestätigt theoretisch die aus Beobachtungen und anderen Modellstudien abgeleiteten Annahmen. Die stärksten positiven Temperaturunterschiede zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum treten im zonalen Mittel mit 1,2 K in der tropischen und subtropischen Stratopausenregion (1 hPa/48 km) auf und reichen bis in die Troposphäre. Die stratosphärischen Anomalien sind abgesehen von den hohen Breiten statistisch signifikant.
- Die Berücksichtigung von Strahlungs- **und** Ozonänderungen ist wichtig, da beide einen gleich starken Anteil an der Erhöhung der kurzwelligen Erwärmungsrate haben.

- Der direkte (Strahlungs-) Effekt in der oberen Stratosphäre führt zu einer Änderung des meridionalen Temperaturgradienten und zu einem subtropischen Westwind-Initialsignal.
- Die Wechselwirkungen zwischen den Wellen und der Grundströmung führen zu einer Übertragung der direkten Signale aus der oberen Stratosphäre in die untere Stratosphäre und haben dort indirekte Zirkulationsänderungen zur Folge:
  - Das Westwind-Initialsignal wandert in die hohen Breiten und führt dort zu einer Modulation des Polarnachtstrahlstromes. Dies funktioniert im Modell besonders gut im nordhemisphärischen Winter. Im Sonnenfleckmaximum ist der stratosphärische Polarnachtstrahlstrom im Mittel drei Monate lang bis zu mehr als 6 m/s stärker als im Sonnenfleckminimum. Im späteren Verlauf des Winters kommt es im Mittel zu einer Abschwächung des Polarnachtstrahlstromes von mehr als 10 m/s.
  - Durch die Westwindanomalie kommt es zu einer positiven Wechselwirkung zwischen dem zonalen Wind und den planetarischen Wellen, die dazu führt, dass das Signal in die unteren Atmosphärenschichten übertragen wird.
  - Es kommt sowohl zu einer signifikanten Änderung der Wellenausbreitungsbedingungen in der Stratosphäre als auch zu einer Änderung der Wellenausbreitung aus der Troposphäre.
  - Durch die Modulation der planetarischen Wellenaktivität findet auch eine Änderung der wellengetriebenen mittleren meridionalen Restzirkulation statt. Die Modulation des extratropischen Wellenantriebes steht unter anderem mit tropischen Temperaturdifferenzen in der Stratosphäre im Zusammenhang.
- Die Phase der QBO bestimmt im Modell nur das zeitliche Auftreten des Sonnensignales im nordhemisphärischen Winter und bestätigt die aus Beobachtungsdaten vermuteten Zusammenhänge.
- Das Modell reproduziert die in Beobachtungen gefundenen Zirkulationsverhältnisse bei bestimmten QBO- und Sonnenfleckenzklus-Phasen im nordhemisphärischen Winter: warme, gestörte Winter treten bevorzugt unter Sonnenfleckmaximum- und QBO-West-Bedingungen sowie Sonnenfleckminimum- und QBO-Ost-Bedingungen auf; kalte, ungestörte Winter findet man hingegen unter Sonnenfleckminimum- und QBO-West- sowie unter Sonnenfleckmaximum- und QBO-Ost-Bedingungen.
- Die SAO ist für die Simulation eines Sonnensignales im Modell entscheidend. Sie wird daher allgemein für realistischere Simulationen in den Modellen benötigt.
- Die indirekten Effekte in der Stratosphäre erreichen nicht zu vernachlässigende Größenordnungen und wirken sich bis in die Troposphäre hinein aus. Sie sollten daher bei zukünftigen Klimaabschätzungen genau wie die direkten Effekte im nächsten IPCC-Bericht berücksichtigt werden.
- Signifikante troposphärische Zirkulationsänderungen treten in etwa zwei Monate nach den stärksten Änderungen in der oberen Stratosphäre auf.

In Abb. 8.1 sind die erzielten Ergebnisse dieser Arbeit noch einmal dargestellt. Mit den hier vorgestellten Experimenten gelang es, die Wichtigkeit der tropischen Windschwingungen, der QBO und der SAO, für eine realistischere Repräsentation des Sonnensignales zu zeigen, welche in Abb. 2.15 noch mit Fragezeichen behaftet war. Auch die Übertragung des Signales in



die Troposphäre und die Beeinflussung von troposphärischen Zirkulationszellen, wie Hadley- und Walker-Zirkulation konnte qualitativ gezeigt werden. Für eine vollständige Entfernung der Fragezeichen in der Troposphäre werden allerdings noch mehr Modell- und Beobachtungsstudien benötigt. Die durch solare Einstrahlungsänderungen (und Vulkanaktivität) hervorgerufene natürliche Variabilität der Stratosphäre ist auch deshalb bedeutend, weil sie der anthropogen verursachten Abkühlung der Stratosphäre entgegenwirkt.

In den Ergebnisskapiteln sind bereits die Probleme der Simulationen aufgezeigt worden, die hier noch einmal kurz zusammengefasst werden sollen.

- Auf der Südhemisphäre existiert aufgrund der im Vergleich zu Beobachtungen unrealistischen Klimatologie ein schwaches Sonnensignal sowohl im Südwinter als auch im Südsommer.
- Das schwache Signal im nordhemisphärischen Sommer wird ebenfalls auf den starken südhemisphärischen Polarnachtstrahlstrom zurückgeführt, der eine Modulation der Meridionalzirkulation und damit auch die Übertragung des Signales auf die Sommerhemisphäre verhindert.

Für die Unterschätzung der Signale besonders in niedrigen Breiten kommen verschiedene Möglichkeiten in Betracht, die mit der Struktur der Modellexperimente bzw. des verwendeten Modelles zusammenhängen:

- Die Modellvariabilität ist grundsätzlich im Vergleich zu Beobachtungen zu sehr auf die hohen Breiten konzentriert, wodurch die Variabilität in den niedrigen Breiten, z. B. im Bereich des beobachteten stratosphärischen Subtropenstrahlstromes reduziert ist. Durch die Hinzunahme einer Schwerewellenparametrisierung kann die Klimatologie verbessert werden (z. B. McLandress, 1998).
- Die Anpassung des zonal gemittelten zonalen Windes an konstante äquatoriale Windprofile führt zu einer verringerten tropischen Variabilität und damit zu einer Maskierung tropischer Signale. Idealerweise sollte sich die QBO im Modell selbst einstellen. Dazu benötigt man eine Schwerewellenparametrisierung, eine ausreichende räumliche Auflösung sowie eine realistische Simulation tropischer Konvektion (z. B. Scaife et al., 2000a; Giorgetta et al., 2002).
- Die hier benutzten Eingangsdaten (Strahlungs- und Ozonänderungen) sind mit Unsicherheiten behaftet. Bei der Bestimmung genauerer Eingangsdaten für zukünftige Klimamodellstudien und auch bei dem aus Beobachtungen abgeleiteten Sonnensignal besteht noch großer Forschungsbedarf.

Nicht auszuschließen ist, dass im Modell noch weitere Prozesse fehlen, welche zu einer Verbesserung der Signale beitragen würden. Faktoren, die hierfür in Frage kommen sind:

- die fehlende Wechselwirkung zwischen Strahlung, Dynamik **und** Chemie. Die Ozonkonzentration kann sich aufgrund der geänderten Strahlung und geänderter dynamischer Felder nicht anpassen, sie wird klimatologisch fest vorgegeben. Gerade in der tropischen unteren und mittleren Stratosphäre stellt die Variabilität von Ozon aber einen wichtigen Faktor für die natürliche Variabilität der Stratosphäre dar.

- die fehlende Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean. Die festen Meeresoberflächentemperaturen führen zu einer Verringerung der Signale in der Troposphäre und lassen vor allen Dingen keine Simulation von Variationen der Solarstrahlung im sichtbaren Bereich zu.
- die fehlende Berücksichtigung der höheren Atmosphärenschichten (Mesosphäre und Thermosphäre), welche von der variierenden solaren Einstrahlung ebenfalls stark moduliert werden.
- die fehlende Berücksichtigung einer zeitlich variierenden QBO und eines zeitlich variierenden 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus. Dadurch kann die Modulation der Länge und Amplitude der QBO-Phasen (z. B. Salby und Callaghan, 2000; Labitzke, 2003) nicht überprüft werden.

Bisher existieren zu den genannten Punkten entweder überhaupt keine Modellstudien oder Studien mit einem interaktiven Chemiemodul, die keine vergleichbaren Ergebnisse erzielen. Erste Ergebnisse mit einer sich selbstständig einstellenden QBO im Unified Modell sind vielversprechend und bestätigen die hier gezeigten Resultate für QBO-Ost- und -West-Bedingungen (Michael Palmer, persönliche Mitteilung, 2003). Die Solarstrahlung wurde allerdings um einen unrealistisch hohen Wert ( $7,5 \text{ W/m}^2$ ) verringert, das Ozon nicht interaktiv berechnet und die Experimente nicht mit einer zeitlich variierenden Sonneneinstrahlung, sondern unter konstanten Bedingungen integriert.

In Abb. 8.1 sind zusätzlich zu den in dieser Arbeit erzielten Verbesserungen auch zukünftige zu berücksichtigende Faktoren eingezeichnet worden. Der Ozean spielt für die realistischere Simulation des troposphärischen Signales eine entscheidende Rolle. Die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre (blau gestrichelter Pfeil in Abb. 8.1) sowie ein mögliches Sonnensignal im Ozean müssen sowohl in Beobachtungs- als auch Modellstudien weiter untersucht werden. Auch die Rolle der Hochatmosphäre, die zuerst von der Solarstrahlung erreicht wird und durch die Absorption von kurzwelliger UV-Strahlung für den thermischen und chemischen Haushalt der Atmosphäre wichtig ist, muss weiter studiert werden. Ein besseres Verständnis der Kopplung zwischen den einzelnen atmosphärischen Schichten (orange gestrichelter Pfeil in Abb. 8.1) ist für ein vollständiges Verständnis von solaren Einstrahlungsvariationen und deren Auswirkungen bedeutend.

Diese Arbeit zeigt auch, wie wichtig systematische Prozessstudien mit Modellen sind. Integriert man ein zu komplexes Modell mit einer Vielzahl von enthaltenen Wechselwirkungen, so wird es nahezu unmöglich, die zugrunde liegenden Prozesse getrennt zu betrachten und nachzuvollziehen, da sich ihre Signaturen überlagern bzw. miteinander in Wechselwirkung treten. Es macht keinen Sinn, in ein Modell möglichst viele realistische Prozesse auf einmal zu implementieren. Dies sollte vielmehr schrittweise geschehen, in dem man nach und nach das Modell mit einer Änderung noch einmal integriert. Auch mit vereinfachten Modellstudien, wie der hier vorgestellten, kann man Mechanismen verstehen und nachvollziehen.

## 8.1 Ausblick

Neben der Kontinuität von existierenden Beobachtungsreihen, muss eine ständige Validierung und Verbesserung der Modelle erfolgen. Wichtige Punkte hierbei sind sowohl die Verbesserung der Modellklimatologie als auch die systematische Hinzunahme verschiedener Modellerweiterungen und -prozesse.

Zur Fortführung der hier vorgestellten Arbeiten wurde ein Projektantrag für ein „Marie Curie Outgoing International Fellowship“<sup>1)</sup> im 6. Rahmenprogramm der Europäischen Union im Mai dieses Jahres eingereicht. Die in dem Projektantrag aufgeführten Ziele knüpfen direkt an die in der Zusammenfassung aufgezählten offenen Punkte an. In dem Projekt soll ein am National Center for Atmospheric Research (NCAR) in Boulder (Colorado, USA) neu entwickeltes Modell für die Studien zum Sonneneinfluss genutzt werden. Dieses „Whole Atmosphere Chemistry Climate Model (WACCM)“ enthält die Atmosphäre vom Erdboden bis in die Thermosphäre (140 km) und ist entwickelt worden, um die Wechselwirkungen zwischen Strahlung, Dynamik und Chemie zu untersuchen. Die geplanten Modellstudien haben folgende Ziele:

- Besseres Verständnis der chemisch-dynamischen Antwort der Atmosphäre auf 11-jährige Variationen des Sonnenfleckenzyklus, um die Diskrepanz zwischen existierenden Beobachtungs- und Modellstudien zu reduzieren.
- Besseres Verständnis für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Mesosphäre und Thermosphäre. Dazu gibt es bisher erste Modellstudien am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg mit dem „HAMBURG Model of the Neutral and Ionized Atmosphere (HAMMONIA)“ (Hauke Schmidt, persönliche Mitteilung, 2003).
- Besseres Verständnis für die dynamische Antwort auf den Sonnenfleckenzyklus und die Kopplung verschiedener atmosphärischer Schichten.  
In dieser Arbeit ist nur kurz auf die wechselseitige Beeinflussung zwischen Stratosphäre und Troposphäre eingegangen worden. Auch die anderen atmosphärischen Schichten (Mesosphäre, Thermosphäre) sind miteinander gekoppelt und das Verständnis ihrer gegenseitigen Beeinflussung ist aufgrund von fehlenden Beobachtungen noch unzureichend.
- Beteiligung an internationalen Modell-Vergleichsstudien wie GRIPS, um die Probleme der Modelle zu analysieren und gezieltere zukünftige Modellintegrationen durchführen zu können.
- Transfer des WACCM-Modelles an die Freie Universität Berlin, um die begonnenen Studien fortzuführen und das Modell für neue Projektanträge nutzen zu können.

Das WACCM-Modell gehört zu den sogenannten „Earth System Models (EMSs)“, welche eine Kopplung zwischen einem (Hoch-) Atmosphärenmodell mit einem Chemie- und Ozeanmodul sowie weiteren Modulen anstreben. Dieses Modell bietet daher die einmalige Chance, den Einfluss von Variationen der Solarstrahlung, wie er in dieser Arbeit für die Stratosphäre und Troposphäre vorgestellt wurde, nach und nach von der Thermosphäre bis in den Ozean hinein zu untersuchen.

---

<sup>1)</sup>Zwei Drittel der Zeit des Stipendiums werden an einer ausländischen Gastinstitution verbracht, ein Drittel der Zeit an einer im Heimatland ansässigen Institution.

# Literaturverzeichnis

- Abbot, C., F. Fole und L. Aldrich, 1913. *Annals of the Astrophysical Observatory of the Smithsonian Institution, Washington*, **III**.
- Amodei, M., S. Pawson, A. Scaife, U. Langematz, W. Lahoz, D. M. Li und P. Simon, 2001. The SAO and kelvin waves in the EuroGRIPS GCMS and the UK Met. Office analysis. *Ann. Geophysicae*, **19**, 99–114.
- Andrews, D. und M. McIntyre, 1976. Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2031–2048.
- Andrews, D., J. Holton und C. Leovy, 1987. *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, New York.
- Austin, J., D. Shindell, S. Beagley, C. Brühl, M. Dameris, E. Manzini, T. Nagashima, P. Newman, S. Pawson, G. Pitari, E. Rozanov, C. Schnadt und T. Shepherd, 2002. Uncertainties and assessments of chemistry-climate models of the stratosphere. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **2**, 1035–1096.
- Balachandran, N. und D. Rind, 1995. Modeling the effects of UV variability and the QBO on the troposphere-stratosphere system. Part I: The middle atmosphere. *J. Climate*, **8**, 2058–2079.
- Balachandran, N., D. Rind, P. Lonergan und D. Shindell, 1999. Effects of solar cycle variability on the lower stratosphere and the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 27321–27339.
- Baldwin, M. und T. Dunkerton, 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584.
- Baldwin, M., D. Thompson, E. Shuckburgh, W. Norton und N. Gillet, 2003a. Weather from the stratosphere? *Science*, **301**, 317–319.
- Baldwin, M., D. B. Stephenson, D. Thompson, T. Dunkerton, A. Charlton und A. O'Neill, 2003b. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science*, **301**, 636–640.
- Baldwin, M., L. Gray, T. Dunkerton, K. Hamilton, P. Haynes, W. Randel, J. Holton, M. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. Jones, J. Kinnarsley, C. Marquardt, K. Sato und M. Takahashi, 2001. The Quasi-Biennial Oscillation. *Rev. Geophys.*, **39**, 179–229.
- Bates, J., 1977. Dynamics of stationary ultra-long waves in middle latitudes. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **103**, 397–430.

- Bates, J., 1981. A dynamical mechanism through which variations in solar ultraviolet radiation can influence tropospheric climate. *J. Geophys. Res.*, **104**, 27321–27339.
- Beer, J., 2000. Long-term indirect indices of solar variability. *Space Sci. Rev.*, **94**, 53–66.
- Belmont, A., D. Dartt und M. Ulstad, 1965. The 10.7-cm solar flux and the 26-month oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 314–319.
- Bergmann, L. Schaefer, C. und H. Gobrecht, 1990. *Lehrbuch der Experimentalphysik, Bd. 1 Mechanik, Akustik, Wärme*. Walter de Gruyter & Co., Berlin.
- Bergmann, L. Schaefer, C. und W. Raith, 2002. *Lehrbuch der Experimentalphysik, Bd. 8 Sterne und Weltraum*. Walter de Gruyter & Co., Berlin.
- Berson, F. und R. Kulkarni, 1968. Sunspot cycle and the quasi-biennial stratospheric oscillation. *Nature*, **217**, 1133–1134.
- Bittner, M., D. Offermann, H.-H. Graef, M. Donner und K. Hamilton, 2002. An 18-year time series of OH temperatures and middle atmosphere decadal variations. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **64**, 1147–1166.
- Böhme, W., 1965. Ein Wechsel der Zirkulationsform in gemäßigten Breiten im Zusammenhang mit dem 26-monatigen Zyklus. *IAMAP/WMO-Symposium on Dynamics of Large-Scale Processes in the Atmosphere, Moskau, Juni 1965*, S. 1–20.
- Böhme, W., 1969. Über den etwa 2-jährigen Zyklus der allgemeinen Zirkulation und seine Ursachen. *Habilitation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock*, S. 160.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas und G. Bonani, 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, **294**, 2130–2136.
- Böttcher, M., 1996. A semi-Lagrangian advection scheme with modified exponential splines. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 716–729.
- Bradley, R., M. Hughes und H. Diaz, 2003. Climate in medieval time. *Science*, **302**, 404–405.
- Braesicke, P., 1994. Linear wave propagation in the stratosphere: The influence of the mean state. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **67**, 209–217.
- Braesicke, P., 1998. *Modellstudien zur Ausbreitung und Dissipation tropischer Wellen unter Berücksichtigung ihrer Transporteigenschaften*. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- Braesicke, P. und U. Langematz, 2000. On the occurrence and evolution of extremely high temperatures at the polar winter stratopause - a GCM study. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1467–1470.
- Brasseur, G., 1993. The response of the middle atmosphere to long-term and short-term solar variability: A two-dimensional model. *J. Geophys. Res.*, **98**, 23079–23090.

- Brasseur, G. und S. Solomon, 1984. *Aeronomy of the Middle Atmosphere*. D. Reidel Publishing Company, Dodrecht, Holland.
- Breuer, H., 1994. *DTV-Atlas zur Physik, Band 1 und 2*. Deutscher Taschenbuch Verlag GmbH&Co. KG, München.
- Brewer, A., 1949. Evidence for a world circulation provided by the measurements of Helium and Water Vapour distribution in the stratosphere. *Q. J. R. Met. Soc.*, **75**, 351–363.
- Briegleb, B., 1992. Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model. *J. Geophys. Res.*, **97**, 7603–7612.
- Brönnimann, S., 2002. *Ozon in der Atmosphäre*. Haupt Verlag, Bern, Stuttgart, Wien.
- Burrage, M., R. Vincent, H. Mayr, W. Skinner, N. Arnold und P. Hays, 1996. Long-term variability in the equatorial middle atmosphere zonal wind. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12847–12854.
- Callis, L., M. Natarajan und J. Lambeth, 2000. Calculated upper stratospheric effects of solar UV flux and NO<sub>y</sub> variations during the 11-year solar cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3869–3872.
- Callis, L., M. Natarajan und J. Nealy, 1979. Ozone and temperature trends associated with the 11-year solar cycle. *Science*, **204**, 1303–1305.
- Chandra, S. und R. McPeters, 1994. The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus-7 and NOAA-11 satellites. *J. Geophys. Res.*, **99**, 20665–20671.
- Chanin, M.-L., N. Smirès und A. Hauchcorne, 1987. Long-term variation of the temperature of the middle atmosphere at mid-latitude: dynamical and radiative causes. *J. Geophys. Res.*, **92**, 10933–10941.
- Chapman, S., 1930. A theory of upper-atmospheric ozone. *Memoirs of the Royal Society*, **3**, 103–125.
- Charbonneau, P., 2000. Great moments in the history of solar physics (1/2/3). [http://www.hao.ucar.edu/public/education/sp/great\\_moments.1/2/3.htmlgm\\_1800/](http://www.hao.ucar.edu/public/education/sp/great_moments.1/2/3.htmlgm_1800/).
- Charney, J. und P. Drazin, 1961. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 83–109.
- Chou, M., 1990. Parameterizations for the absorption of solar radiation by O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> with application to climate studies. *J. Clim.*, **3**, 209–217.
- Chou, M., 1992. A solar radiation model for use in climate studies. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 762–772.
- Chou, M. und K. Lee, 1996. Parameterization for the absorption of solar radiation by Water Vapor and Ozone. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1203–1208.
- Chou, M. und M. Suarez, 1999. A solar radiation parameterization for atmospheric studies. *Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, NASA Greenbelt*, **15**, 40 pp.

- Christiansen, B., 2001. Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis. *J. Geophys. Res.*, **106**, 27307–27322.
- Claussen, M. und C. Kubatzki, 2002. Wie die Sahara zur Wüste wurde. *Spektrum der Wissenschaft*, **1**, 53–55.
- Cobb, K., C. Charles und D. Hunter, 2001. A central tropical Pacific coral demonstrates Pacific, Indian, and Atlantic decadal climate connections. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2209–2212.
- Cooper, M., P. O'Sullivan und A. Shine, 2000. Climate and solar variability recorded in Holocene laminated sediments - a preliminary assessment. *Quaternary International*, **68-71**, 363–371.
- Coughlin, K. und K.-K. Tung, 2003. A sun-climate connection throughout the lower atmosphere. *Submitted to Science*.
- Crowley, T., 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, **289**, 270–277.
- Cubasch, U., 2002. Variabilität der Sonne und Klimaschwankungen. *Promet*, **28 (3/4)**, 123–132.
- Cubasch, U. und R. Voss, 2000. The influence of total solar irradiance on climate. *Space Sci. Rev.*, **94**, 185–198.
- Cubasch, U., G. Hegerl, R. Voss, J. Waszkewitz und T. Crowley, 1997. Simulation with an O-AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate. *Climate Dyn.*, **13**, 757–767.
- DeLand, M., E. Shettle, G. Thomas und J. Olivero, 2003. Solar backscatter ultraviolet (SBUV) observations of polar mesospheric clouds (PMCs) over two solar cycles. *J. Geophys. Res.*, **108(D8)**, 8445, doi: 10.1029/2002JD002398.
- Dickinson, R., 1973. Method of parameterization for infrared cooling between altitudes of 30 and 70 kilometers. *J. Geophys. Res.*, **78**, 4451–4457.
- Dobson, G., 1956. Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. *Proc. R. Soc. London, Ser. A.*, **236**, 187–193.
- Dunkerton, T., D. Delisi und M. Baldwin, 1998. Middle atmosphere cooling trend in historical rocketsonde data. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3371–3374.
- Ebdon, R., 1960. Notes on the wind flow at 50mb in tropical and subtropical regions in January 1957 and January 1958. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **86**, 540–542.
- Ebdon, R., 1961. Some notes on the stratospheric winds at Canton island and Christmas island. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **87**, 322–331.
- Ebel, A. und K. Labitzke, 1980. Oscillations of solar activity due to the Sun's rotation and related effects in the middle stratosphere. *Annalen Meteor. (N.F.)*, **15**, 109–112.
- Ebel, A., B. Schwister und K. Labitzke, 1981. Planetary waves and solar activity in the stratosphere between 50 and 10 mbar. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9729–9738.

- Eddy, J., 1976. The Maunder Minimum. *Science*, **192**, 1189–1202.
- Edwards, J. und A. Slingo, 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **122**, 689–719.
- Eichkorn, S., S. Wilhelm, H. Aufmhoff, K. Wohlfrom und F. Arnold, 2002. Cosmic ray-induced aerosol-formation: First observational evidence from aircraft-based ion mass spectrometer measurements in the upper troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2002GL015044.
- Erlebach, P., U. Langematz und S. Pawson, 1996. Simulations of stratospheric sudden warmings in the Berlin troposphere-stratosphere-mesosphere GCM. *Ann. Geophys.*, **14**, 443–463.
- Fels, S., 1987. Response of the middle atmosphere to changing O<sub>3</sub> and CO<sub>2</sub> - a speculative tutorial. *Transport Processes in the Middle Atmosphere*, G. Visconti and R. Garcia (eds.), D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, S. 371–386.
- Fischer, H., G. Flöser, T. Kumke, G. Lohmann, H. Miller, J. Negendank und H. von Storch, 2003. *The KIHZ project: Towards a synthesis of paleoclimate variability using proxy data and climate models*. Springer Verlag, Berlin, im Druck.
- Fischer-Bruns, I., U. Cubasch, H. von Storch, E. Zorita, J. Gonzales-Rouco und J. Luterbacher, 2002. Modelling the Late Maunder Minimum with a 3-dimensional O-AGCM. *CLIVAR Exchanges - Selected Research Papers*, **25**, 1–5.
- Fleming, E. L., S. Chandra, C. Jackmann, D. Considine und A. Douglass, 1995. The middle atmosphere response to short and long term solar UV variations: analysis of observations and 2D model results. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **57**, 333–365.
- Fligge, M. und S. Solanki, 2002. Sonnenhelligkeit und Klima. *Spektrum der Wissenschaft*, **1**, 32–33.
- Fortuin, J. und U. Langematz, 1994. An update on the global ozone climatology and on concurrent ozone and temperature trends. *SPIE Atmospheric Sensing and Modeling*, **2311**, 207–216.
- Foukal, P., 2002. A comparison of variable solar total and ultraviolet irradiance outputs in the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2089, doi: 10.1029/2002GL015474.
- Foukal, P., 2003. Can slow variations in solar luminosity provide missing link between the sun and climate? *EOS*, **84**, 205&208.
- Fouquart, Y. und B. Bonnel, 1980. Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: a new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, **52**, 1–16.
- Fröhlich, C., 2000. Observations of irradiance measurements. *Space Sci. Rev.*, **94**, 15–24.
- Fröhlich, C., 2003. Solar irradiance variability. In *Chapter 2: Solar Energy Flux Variations*, American Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series*, **111**, in press.
- Garcia, R. und F. Sassi, 1999. Modulation of the mesospheric semiannual oscillation by the quasibiennial oscillation. *Earth Planets Space*, **51**, 563–569.



- Garcia, R., S. Solomon, R. Roble und D. Rusch, 1984. A numerical response of the middle atmosphere to the 11-year solar cycle. *Planet. Space Sci.*, **32**, 411–423.
- Gerthsen, C., 1995. *Physik*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Giorgetta, M., 1996. *Der Einfluss der quasi-zweijährigen Oszillation auf die allgemeine Zirkulation: Modellsimulationen mit ECHAM4*. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg, Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- Giorgetta, M., E. Manzini und E. Roeckner, 2002. Forcing of the quasi-biennial oscillation from a broad spectrum of atmospheric waves. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2002GL14756.
- Gleisner, H. und P. Thejll, 2003. Patterns of tropospheric response to solar variability. *Geophys. Res. Lett.*, **30(13)**, 1711, doi:10.1029/2003GL017129.
- Gondolatsch, F., G. Groschopf und O. Zimmermann, 1978. *Astronomie I: Die Sonne und ihre Planeten*. Ernst Klett Verlag, Stuttgart.
- Gray, L., 2003. The influence of the equatorial upper stratosphere on stratospheric sudden warmings. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL016430.
- Gray, L., E. Drysdale, T. Dunkerton und B. Lawrence, 2001a. Model studies of the interannual variability of the northern hemisphere stratospheric winter circulation: the role of the Quasi Biennial Oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 1413–1432.
- Gray, L., S. Sparrow, M. Juckes, A. O'Neill und D. Andrews, 2003. Flow regimes in the winter stratosphere of the northern hemisphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 925–945.
- Gray, L., S. J. Phipps, T. Dunkerton, M. Baldwin, E. Drysdale und M. Allen, 2001b. A data study of the influence of the equatorial upper stratosphere on northern hemisphere stratospheric sudden warmings. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 1985–2003.
- Grootes, P. M., 2001. Climate variability on centennial to millennial time scales in ice cores from Greenland and Antarctica. *Nova Acta Leopoldina NF 88*, **331**, 89–99.
- Haigh, J.D., 1994. The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. *Nature*, **370**, 544–546.
- Haigh, J.D., 1996. The impact of solar variability on climate. *Science*, **272**, 981–984.
- Haigh, J.D., 1999a. A GCM study of climate change in response to the 11-year solar cycle. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 871–892.
- Haigh, J.D., 1999b. Modelling the impact of solar variability on climate. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **61**, 63–72.
- Hamilton, K., 2002. On the quasi-decadal modulation of the stratospheric QBO period. *J. Climate*, **15**, 2562–2565.
- Hansen, J., G. Russell, D. Rind, P. Stone, A. Lacis, S. Lebedeff, R. Ruedy und L. Travis, 1983. Efficient three-dimensional global models for climate studies: models I and II. *Mon. Weather Rev.*, **111**, 609–662.

- Haynes, P., C. Marks, M. McIntyre, T. Shepherd und K. Shine, 1991. On the „downward control“ of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651–679.
- Herschel, W., 1801a. Additional observations tending to investigate the symptoms of its variable emission of light and heat of the sun, with trials to set aside darkening glasses, by transmitting the solar rays through liquids and a few remarks to remove objections that might be made against some of the arguments contained in the former paper. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, S. 354.
- Herschel, W., 1801b. Observations tending to investigate the nature of the sun, in order to find causes or symptoms of its variable emission of light and heat. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, S. 265.
- Herzberg, L., 1965. Solar optical radiation and its role in upper atmospheric processes. in „*Physics of the Earth's upper atmosphere*“, Hines, C., I. Paghis, T. R. Hartz, and J. A. Fejer (eds.), Prentice Hall, (Englewood Cliffs, N. J.).
- Hines, C., 1974. A possible mechanism for the production of Sun-weather correlations. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 589–591.
- Hirota, I., 1980. Observational evidence of the semiannual oscillation in the tropical middle atmosphere - a review. *Pure Appl. Geophys.*, **118**, 217–238.
- Hoffmann, G., E. Ramirez, J. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, R. Delmas, H. Dürr, R. Gallaire, J. Simoes, U. Schotterer, M. Stievenard und M. Werner, 2002. Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Submitted to GRL*.
- Holton, J. und R. Lindzen, 1972. An updated theory of the Quasi-Biennial cycle of the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1076–1086.
- Holton, J. und C. Mass, 1976. Stratospheric vacillation cycles. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2218–2225.
- Holton, J. und H. Tan, 1980. The influence of the equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the global circulation at 50 mb. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2200–2208.
- Holton, J. und H. Tan, 1982. The Quasi-Biennial Oscillation in the northern hemisphere lower stratosphere. *J. Met. Soc. Jap.*, **60**, 140–148.
- Holton, J. und W. Wehrbein, 1980. A numerical model of the zonal mean circulation of the middle atmosphere. *Pure Appl. Geophys.*, **118**, 284–306.
- Holton, J., P. Haynes, M. McIntyre, A. Douglass, R. Rood und L. Pfister, 1995. Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, **33**, 403–439.
- Hood, L., 2003. Effects of solar UV variability on the stratosphere. In „*Solar variability and its effect on the Earth's atmosphere and climate system*“, AGU Monograph Series, Eds. J. Pap et al., American Geophysical Union, Washington D.C.
- Hood, L. und J. McCormack, 1992. Components of interannual ozone change based on Nimbus-7 TOMS data. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2309–2312.

- Hood, L. und B. Soukharev, 2003. Quasi-decadal variability of the tropical lower stratosphere: the role of extratropical wave forcing. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2389–2403.
- Hood, L., J. Jirikowic und J. McCormack, 1993. Quasi-decadal variability of the stratosphere: influence of long-term solar ultraviolet variations. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3941–3958.
- Hoyt, D. und K. Schatten, 1993. A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992. *J. Geophys. Res.*, **98**, 18895–18906.
- Hoyt, D. und K. Schatten, 1997. *Solar variability and its role in climate change*. Oxford University Press, Oxford.
- Huang, T. und G. Brasseur, 1993. Effect of long-term solar variability in a two-dimensional interactive model of the middle atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **98**, 20413–20427.
- IPCC, 2001. Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001, The Scientific Basis, contribution of working group 1 to the third assessment report (TAR) of the intergovernmental panel on climate change. *Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA*, S. 881.
- Jackman, C., F. Vitt, D. Considine und E. Fleming, 1995. Energetic particle precipitation effects on odd nitrogen and ozone over the solar cycle time scale. In „*The Solar Cycle Variation of the Stratosphere: A STEP Working Group 5 Report*“, edited by L. Hood, *University of Arizona, Tuscon*, S. 120.
- Jones, P., K. Briffa, T. Barnett und S. Tett, 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene*, **8(4)**, 455–471.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne und D. Joseph, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Keating, G., D. Young und M. Pitts, 1987. Ozone reference models for CIRA. *Adv. Space Res.*, **7**, 105–115.
- Keckhut, P., C. Cagnazzo, M.-L. Chanin, C. Claud und A. Hauchecorne, 2003. The effect of the 11-year solar cycle on the temperature in the upper stratosphere and mesosphere: Part I assessment of the observations. *Submitted to J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*
- Kodera, K., 1991. The solar and equatorial QBO influences on the stratospheric circulation during the early northern-hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1023–1026.
- Kodera, K., 1995. On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **100**, 14077–14087.
- Kodera, K., 2002. Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implication in the spatial structure of the NAO. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014557.
- Kodera, K., 2003. Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900–1999. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2001GL016584.

- Kodera, K. und Y. Kuroda, 2002. Dynamical response to the solar cycle. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4749, doi:10.1029/2002JD002224.
- Kodera, K. und K. Yamazaki, 1990. Long-term variation of upper stratospheric circulation in the northern hemisphere in December. *J. Met. Soc. Japan*, **68**, 101–105.
- Kodera, K., M. Chiba und K. Shibata, 1991. A general circulation model study of the solar and QBO modulation of the stratospheric circulation during northern hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1209–1212.
- Kodera, K., K. Yamazaki, M. Chiba und K. Shibata, 1990. Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1263–1266.
- Kodera, K., K. Matthes, K. Shibata, U. Langematz und Y. Kuroda, 2003. Solar impact on the lower mesospheric subtropical jet in winter: a comparative study with general circulation model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **30(D6)**, 1315, doi: 10.1029/2002GL016124.
- Kriester, B., 1971. Änderungen von stratosphärischen Druckflächen im Zusammenhang mit der Sonnenaktivität. *Meteorolog. Rundschau*, **24**, 71–73.
- Krome, T., 2002. Das Universum als Scheibe. [http://www.wissenschaft-online.de/page/fe\\_druck?article\\_id=605371](http://www.wissenschaft-online.de/page/fe_druck?article_id=605371), **September**.
- Kromer, B., M. Friedrich und M. Spurk, 2001. Natürliche Klimavariationen im Spätglazial und Holozän im Spiegel von Baumringserien. *Nova Acta Leopoldina NF 88*, **331**, 151–159.
- Krüger, K., 2002. *Untersuchung von Transportprozessen in der Stratosphäre: Simulationen mit einem globalen Zirkulationsmodell*. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- Krupp, E., 1980. *Astronomen, Priester, Pyramiden: Das Abenteuer der Archäoastronomie*. C. H. Beck'sche Verlagsbuchhandlung, München.
- Kuo, H., 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on the large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232–1240.
- Kuroda, Y. und K. Kodera, 2002. Effect of solar activity on the polar-night jet oscillation in the northern and southern hemisphere winter. *J. Met. Soc. Japan*, **80**, 973–984.
- Labitzke, K., 1977. Interannual variability of the winter stratosphere in the northern hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 762–770.
- Labitzke, K., 1982. On the interannual variability of the middle stratosphere during the northern winters. *J. Met. Soc. Japan*, **60**, 124–139.
- Labitzke, K., 1987. Sunspots, the QBO and the stratospheric temperature in the north polar region. *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 535–537.
- Labitzke, K., 1999. *Die Stratosphäre: Phänomene, Geschichte, Relevanz*. Springer-Verlag, Berlin.

- Labitzke, K., 2001. The global signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere: Differences between solar maxima and minima. *Meteorol. Z.*, **10**, 901–908.
- Labitzke, K., 2002. The solar signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere: Differences between the northern and southern summers. *J. Met. Soc. Japan*, **80**, 963–971.
- Labitzke, K., 2003. The global signal of the 11-year sunspot cycle in the atmosphere: When do we need the QBO? *Meteorol. Z.*, **12**, 209–216.
- Labitzke, K., 2004a. On the signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere and its modulation by the QBO. *Submitted to Special Issue of J. Atm. S.-T. Phys.*
- Labitzke, K., 2004b. On the signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere over the Antarctic and its modulation by the QBO. *Submitted to Meteorol. Z.*
- Labitzke, K. und K. Matthes, 2003. 11-year solar cycle variations in the atmosphere: observations, mechanisms, and models. *Holocene*, **13 (3)**, 311–317.
- Labitzke, K. und Mitarbeiter, 2002. The Berlin stratospheric data series on CD.
- Labitzke, K. und H. van Loon, 1988. Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere, part I: The troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **50**, 197–206.
- Labitzke, K. und H. van Loon, 1995. Connection between the troposphere and stratosphere on a decadal scale. *Tellus*, **47A**, 275–286.
- Labitzke, K., J. Austin, N. Butchart, J. Knight, M. Takahashi, M. Nakamoto, T. Nagashima, J. Haigh und V. Williams, 2002. The global signal of the 11-year solar cycle in the stratosphere: Observations and model results. *J. Atm. S.-T. Phys.*, **64**, 203–210.
- Langematz, U., 2000. An estimate of the impact of observed ozone losses on stratospheric temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2077–2080.
- Langematz, U., 2002. Modellstudien zum klimatologischen Einfluss stratosphärischer Ozonänderungen. *Habilitation im Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin*, S. 173.
- Langematz, U. und S. Pawson, 1992. Klimatologie der Mittleren Atmosphäre - Modelle. *Promet*, **22**, 50–57.
- Langematz, U. und S. Pawson, 1997. The Berlin troposphere-stratosphere-mesosphere GCM: Climatology and annual cycle. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 1075–1096.
- Langematz, U., A. Claussnitzer, K. Matthes und M. Kunze, 2003a. Climatic impact of the Maunder Minimum in solar activity. *To be submitted to J. Atm. S.-T. Phys.*
- Langematz, U., L. Grenfell, K. Matthes und M. Kunze, 2003b. 11-year solar cycle simulations with interactive chemistry in the FUB-CMAM-CHEM. *In Vorbereitung.*
- Langematz, U., M. Kunze, K. Krüger, K. Labitzke und G. Roff, 2003c. Thermal and dynamical changes of the stratosphere since 1979 and their link to ozone and CO<sub>2</sub> changes. *J. Geophys. Res.*, **108(D1)**, 4027, doi:10.1029/2002JD002069.

- Larkin, A., J. Haigh und S. Djavidnia, 2000. The effect of solar UV radiation variations on the earth's atmosphere. *Space Sci. Rev.*, **94**, 199–214.
- Laursen, L. und E. Eliassen, 1989. On the effects of the damping mechanisms in an atmospheric general circulation model. *Tellus*, **41A**, 385–400.
- Lean, J., 2000a. Short term, direct indices of solar variability. *Space Sci. Rev.*, **94**, 39–51.
- Lean, J., 2000b. Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2425–2428.
- Lean, J., 2001. Solar irradiance and climate forcing in the near future. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4119–4122.
- Lean, J. und D. Rind, 1998. Climate forcing by changing solar radiation. *J. Climate*, **11**, 3069–3094.
- Lean, J. und D. Rind, 2001. Earth's response to a variable Sun. *Science*, **292**, 234–236.
- Lean, J., J. Beer und R. Bradley, 1995. Reconstructions of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3195–3198.
- Lean, J., G. Rottman, H. Kyle, T. Woods, J. Hickey und L. Puga, 1997. Detection and parameterisation of variations in solar mid- and near-ultraviolet radiation (200–400nm). *J. Geophys. Res.*, **102**, 29939–29956.
- Lee, H. und A. Smith, 2003. Simulation of the combined effects of solar cycle, quasi-biennial oscillation, and volcanic forcing on stratospheric ozone changes in recent decades. *J. Geophys. Res.*, **108 (D2)**, 4049, doi:10.1029/2001JD001503.
- Lerner, R., 2000. *BSV - Grundkurs Astronomie*. Bayerischer Schulbuch-Verlag, München.
- Lindzen, R. und J. Holton, 1968. A theory of the Quasi-Biennial Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1095–1107.
- London, J., 1980. Radiative energy sources and sinks in the stratosphere and mesosphere. *Proceedings of the NATO Advanced Study Institute on Atmospheric Ozone: Its Variation and Human Influences*, **FAA-EE-80-20**, 703–721.
- Louis, J., 1979. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteorol.*, **17**, 187–202.
- Lübken, F.-J., 2000. Nearly zero temperature trend in the polar summer mesosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3603–3606.
- Mann, M., 2002. The value of multiple proxies. *Science*, **297**, 1481–1482.
- Mann, M., R. Bradley und M. Hughes, 1999. Northern hemisphere temperatures during the past millenium: Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 759–762.
- Matthes, K., U. Langematz, L. Gray, K. Kodera und K. Labitzke, 2004. Improved 11-year solar signal in the FUB-CMAM. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2003JD004012, im Druck.

- Matthes, K., K. Kodera, J. Haigh, D. Shindell, K. Shibata, U. Langematz, E. Rozanov und Y. Kuroda, 2003. GRIPS solar experiments intercomparison project: Initial results. *Papers in Meteorology and Geophysics*, **54**, im Druck.
- Maunder, E., 1894. A prolonged sunspot minimum. *Knowledge*, **17**, 173.
- McCormack, J., 2003. The influence of the 11-year solar cycle on the quasi-biennial oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2162, doi:10.1029/2003GL018314.
- McCormack, J. P. und L. Hood, 1996. Apparent solar cycle variations of upper stratospheric ozone and temperature: Latitude and seasonal dependences. *J. Geophys. Res.*, **101**, 20933–20944.
- McCormack, J., L. Hood, R. Nagatani, A. Miller, W. Planet und R. McPeters, 1997. Approximate separation of volcanic and 11-year signals in the SBUV-SBUV/2 total ozone record over the 1979–1995 period. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2729–2732.
- McLandress, C., 1998. On the importance of gravity waves in the middle atmosphere and their parameterization in general circulation models. *Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **60**, 1357–1383.
- Mende, W. und R. Stellmacher, 2000. Solar variability and the search for corresponding climate signals. *Space Sci. Rev.*, **94**, 295–306.
- Mieth, P., L. Grenfell, U. Langematz und M. Kunze, 2003. Sensitivity of the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM) to different gravity-wave drag parameterisations. *Submitted to Annales Geophys.*
- Milankovitch, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. *Königlich Serbische Akademie, Belgrad*, S. 633.
- Morcrette, J., 1991. Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts forecasting system. *J. Geophys. Res.*, **96**, 9121–9132.
- Müller, K., U. Langematz und S. Pawson, 1997. The stratopause semiannual oscillation in the Berlin troposphere-stratosphere-mesosphere GCM. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2749–2759.
- Naito, Y., 2002. Planetary wave diagnostics on the QBO effects on the deceleration of the polar-night jet in the Southern Hemisphere. *J. Met. Soc. Jap.*, **80**, 985–995.
- Naito, Y. und I. Hirota, 1997. Interannual variability of the northern winter stratospheric circulation related to the QBO and the solar cycle. *J. Met. Soc. Jap.*, **75**, 925–937.
- Nastrom, G. und A. Belmont, 1980. Apparent solar cycle influence on long-period oscillations in stratospheric zonal wind speed. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 457–460.
- Naujokat, B., 1981. Long-term variations in the stratosphere of the northern hemisphere during the last two sunspot cycles. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9811–9816.
- Naujokat, B., 1986. An update of the observed Quasi-Biennial Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1873–1877.

- Naujokat, B., K. Krüger, K. Matthes, J. Hoffmann, M. Kunze und K. Labitzke, 2002. The early major warming in 2001 - exceptional? *Geophys. Res. Lett.*, **29(21)**, 2023, 10.1029/2002GL015316.
- Neff, U., S. J. Burns, A. Mangini, M. Mudelsee, D. Fleitmann und A. Matter, 2001. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, **411**, 290–293.
- Negendank, J. und Arbeitsgruppe, 2001. 10-1000 Jahre währende Klimawechsel in Eurasien während des letzten Glazialzyklus. *Nova Acta Leopoldina NF 88*, **331**, 99–107.
- Nissen, K., 1998. *Die Bedeutung der Konvektion für die Variabilität in der tropischen Stratosphäre - im Vergleich zur Rolle von vertikaler Auflösung und Strahlung: Simulationen mit einem globalen Zirkulationsmodell*. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- Nissen, K., P. Braesicke und U. Langematz, 2000. QBO, SAO and tropical waves in the Berlin TSM GCM: Sensitivity to radiation, vertical resolution and convection. *J. Geophys. Res.*, **105**, 24771–24790.
- Pang, K. und K. Yau, 2002. Ancient observations link changes in Sun's brightness and Earth's climate. *EOS*, **83**, 481–490.
- Pap, J., 2003. Total solar and spectral irradiance variations from near-UV to infrared, In: The variable shape of the sun: Astrophysical Consequences, [ed.] J.P. Rozelot. *Lecture Notes in Physics*, Springer-Verlag, S. 129–158.
- Pap, J., M. Anklin, C. Fröhlich, C. Wehrli, F. Varadi und L. Floyd, 1999. Variations in total solar and spectral irradiance as measured by the VIRGO experiment on SOHO. *Adv. Space Res.*, **24**, 215–224.
- Pawson, S., 1992. A note concerning the inability of GCM's to model the QBO. *Ann. Geophys.*, **10**, 116–118.
- Pawson, S., U. Langematz, G. Radek, U. Schlese und P. Strauch, 1998. The Berlin troposphere-stratosphere-mesosphere GCM: Sensitivity to physical parametrisations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 1343–1371.
- Pawson, S., K. Kodera, K. Hamilton, T. Shepherd, S. Beagley, B. Boville, J. Farrara, T. Fairlie, A. Kitoh, W. Lahoz, U. Langematz, E. Manzini, D. H. Rind, A. A. Scaife, K. Shibata, P. Simon, R. Swinbank, L. Takacs, R. Wilson, J. Al-Saadi, M. Amodei, M. Chiba, L. Coy, J. de Grandpre, R. Eckman, M. Fiorino, W. Grose, H. Koide, J. Koshyk, D. Li, J. Lerner, J. Mahlman, N. McFarlane, C. Mechoso, A. Molod, A. O'Neill, R. Pierce, W. Randel, R. Rood und F. Wu, 2000. The GCM-Reality Intercomparison Project for SPARC (GRIPS): Scientific issues and initial results. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 781–796.
- Peixoto, J. und A. Oort, 1992. *Physics of Climate*. Springer-Verlag, New York.
- Perlwitz, J. und H.-F. Graf, 1995. The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the northern hemisphere winter. *J. Climate*, **8**, 2281–2295.



- Petit, J., J. Jouzel, D. Raynaud, N. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. Kotlyakov, M. Legrand, V. Lipenkov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman und M. Stievenard, 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429–436.
- Pittock, A., 1978. A critical look at long-term Sun-weather relationships. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **16**, 400–420.
- Plumb, R. und K. Semeniuk, 2003. Downward migration of extratropical zonal wind anomalies. *J. Geophys. Res.*, **108(D7)**, 4223, doi: 10.1029/2002JD002773.
- Polvani, L. und D. Waugh, 2003. Upward wave activity flux as precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *Submitted to J. Climate*.
- Quiroz, R., 1979. Stratospheric temperatures during solar cycle 20. *J. Geophys. Res.*, **84**, 2415–2420.
- Quiroz, R. S., 1981. Period modulation of the stratospheric Quasi-Biennial Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 665–674.
- Rahmstorf, S., 2003. Timing of abrupt climate change: A precise clock. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1510, doi:10.1029/2003GL017115.
- Randel, W., R. R. Garcia und F. Wu, 2002a. Time-dependent upwelling in the tropical lower stratosphere estimated from the zonal-mean momentum budget. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2141–2152.
- Randel, W., E. Fleming, M. Geller, M. Gelman, K. Hamilton, D. Karoly, D. Ortland, S. Pawson, R. Swinbank, P. Udelhofen, F. Wu, M. Baldwin, M.-L. Chanin, P. Keckhut, K. Labitzke, E. Remsberg, A. Simmons und D. Wu, 2002b. The SPARC intercomparison of Middle Atmosphere Climatologies. *WCRP - 116, WMO/TD-No. 1142, Sparc Report, No. 3*.
- Raynaud, D., 2001. 420,000 years of climatic change: The reference record obtained from the Vostok Antarctic ice core. *Nova Acta Leopoldina NF 88*, **331**, 17–20.
- Reed, R., W. Campbell, L. Rasmussen und D. Rogers, 1961. Evidence of a downward-propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 813–818.
- Reid, G., 2000. Solar variability and the Earth's climate. *Space Sci. Rev.*, **94**, 1–11.
- Remsberg, E., P. Bhatt und L. Deaver, 2002. Seasonal and long-term variations in middle atmosphere temperature from HALOE on UARS. *J. Geophys. Res.*, **107(D19)**, 4411, doi: 10.1029/JD001366.
- Rind, D. und N. Balachandran, 1995. Modeling the effects of UV variability and the QBO on the troposphere-stratosphere system. Part II: The troposphere. *J. Climate*, **8**, 2080–2095.
- Rind, D., J. Lean und R. Healy, 1999. Simulated time-dependent climate response to solar radiative forcing since 1600. *J. Geophys. Res.*, **104**, 1973–1990.

- Rind, D., R. Suozzo und N. Balachandran, 1988b. The GISS Global Climate-Middle atmosphere model. Part 2: Model variability due to interactions between planetary waves, the mean circulations, and gravity wave drag. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 371–38.
- Rind, D., P. Lonergan, N. Balachandran und D. Shindell, 2002a.  $2\times\text{CO}_2$  and solar variability influence on the troposphere through wave-mean flow interactions. *J. Met. Soc. Japan*, **80**, 863–876.
- Rind, D., P. Lonergan, J. Lean, D. Shindell und J. Perlwitz, 2002b. On the relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change for the Maunder Minimum (Little Ice Age) compared to today. *Submitted to J. Geophys. Res.*
- Rind, D., R. Suozzo, N. Balachandran, A. Lacis und G. Russel, 1988a. The GISS global climate-middle atmosphere model, Part 1: Model structure and climatology. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 329–370.
- Robert, A., 1982. A semi-Lagrangian and semi-implicit numerical integration scheme for the primitive meteorological equations. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **60**, 319–325.
- Roeckner, E. und U. Schlese, 1985. January simulation of clouds with a prognostic cloud cover scheme. *ECMWF Workshop on Cloud Cover in Numerical Models, Reading, U.K., ECMWF*, S. 87–108.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert und M. Windelbrand, 1992. Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Report No. 93*.
- Rottman, G., 2000. Variations of solar ultraviolet irradiance observed by the UARS Solstice - 1991 to 1999. *Space Sci. Rev.*, **94**, 83–91.
- Rottman, G. und R. Cahalan, 2000. 2nd science team meeting for the solar radiation and climate experiment - SORCE. *EOS*, **12(6)**, 22–27.
- Rozanov, E., M. Schlesinger und V. Zubov, 2001. The University of Illinois, Urbana-Champaign three-dimensional stratosphere-troposphere general circulation model with interactive ozone photochemistry: Fifteen-year control run climatology. *J. Geophys. Res.*, **106**, 27233–27254.
- Rozanov, E., M. Schlesinger, N. Andronova, T. Egorova, S. Malyshev, F. Yang und V. Zubov, 2002. Sensitivity of the UIUC stratosphere-troposphere GCM with interactive photochemistry to the observed increase of solar UV radiation. *Submitted to J. Geophys. Res.*
- Ruzmaikin, A. und J. Feynman, 2002. Solar influence on a major mode of atmospheric variability. *J. Geophys. Res.*, **107(D14)**, doi:10.1029/2001JD001239.
- Salby, M. und P. Callaghan, 2000. Connection between the solar cycle and the QBO: The missing link. *J. Clim.*, **13**, 2652–2662.
- Salby, M. und P. Callaghan, 2003a. Systematic changes of stratospheric temperature: Relationship between the tropics and extratropics. *J. Geophys. Res.*, **108(D3)**, 4101, doi:10.1029/2001JD002034.

- Salby, M. und P. Callaghan, 2003b. Interannual changes of the stratospheric circulation: Influence on the tropics and the southern hemisphere. *submitted to J. Clim.*
- Salby, M. und P. Callaghan, 2004. Evidence of the solar cycle in the general circulation of the stratosphere. *J. Climate*, **17**, 34-46.
- Salby, M. und D. Shea, 1991. Correlations between solar activity and the atmosphere: An unphysical explanation. *J. Geophys. Res.*, **96**, 22,579–22,595.
- Scaife, A., N. Butchart, C. Warner, D. Staniforth, W. Norton und J. Austin, 2000a. Realistic Quasi-Biennial Oscillations in a simulation of the global climate. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3481–3484.
- Scaife, A., J. Austin, N. Butchart, S. Pawson, M. Keil, J. Nash und I. James, 2000b. Seasonal and interannual variability of the stratosphere diagnosed from UKMO-TOVS analyses. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 2585–2604.
- Schäfers, K. und G. Traving, 1984. *Meyers Handbuch Weltall*. Bibliographisches Institut und Mannheimer Morgen Großdruckerei und Verlag GmbH.
- Scharmer, G., B. Gudiksen, D. Kiselman, M. Löfdahl und L. R. van der Voort, 2002. Dark cores in sunspot penumbral filaments. *Nature*, **420**, 151–153.
- Schatten, K., 1993. Heliographic latitude dependence of the Sun's irradiance. *J. Geophys. Res.*, **98**, 18907–18910.
- Scherhag, R., 1952. Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/52. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone*, **38**, 51–63.
- Scherhag, R., 1962. Langperiodische Schwankungen der Stratosphärenzirkulation. *Beitr. Phys. Atmos.*, **35**, 245–251.
- Schlesinger, M. und N. Andronova, 2003. Has the Sun changed climate? Modeling the effect of solar variability on climate. In „Solar variability and its effect on the Earth's atmospheric and climate system“, AGU Monograph Series, Eds. J. Pap et al., American Geophysical Union, Washington D.C.
- Schlosser, W., 2002. Die Himmelsscheibe von Nebra: Astronomische Deutung. <http://www.archalsa.de>.
- Schöllhammer, K., 2002. *Klimatologie der Schwerewellenaktivität in den mittleren Breiten*. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- Schrijver, C. und A. Title, 2001. Today's science of the Sun - Part I. *Sky and & Teleskop*, **February**, 34–39.
- Shaviv, N., 2003. The spiral structure of the milky way, cosmic rays, and the ice age epochs on Earth. *New Astronomy, im Druck*, S. 1–33.
- She, C. und D. Krueger, 2003. Impact of natural variability in the 11-year mesopause region temperature observation over Fort Collins, CO (41N, 105W). *Submitted to Adv. Space Res.*

- She, C., J. Sherman, J. Vance, T. Yuan, Z. Hu, B. Williams, K. Arnold, P. Acott und D. Krueger, 2002. Evidence of solar cycle effect in the mesopause region: observed temperatures in 1999 and 2000 at 98.5km over Fort Collins, CO (41N, 105W). *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **64**, 1651–1657.
- Shepherd, T., 2002. Issues in stratosphere-troposphere coupling. *J. Met. Soc. Japan*, **80**, 769–792.
- Shibata, K. und A. Uchiyama, 1994. An application of the discrete ordinate method to terrestrial radiation in climate models. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 3531–3538.
- Shibata, K., H. Yoshimura, M. Ohizumi, M. Hosaka und M. Sugi, 1999. A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA 98 GCM. *Papers in Meteorol. and Geophys.*, **50**, 15–53.
- Shindell, D., G. Schmidt, R. Miller und M. Mann, 2003. Volcanic and solar forcing of climate change during the preindustrial era. *Submitted to Science*.
- Shindell, D., G. Schmidt, R. Miller und D. Rind, 2001b. Northern hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7193–7210.
- Shindell, D., D. Rind, N. Balachandran, J. Lean und P. Lonergan, 1999. Solar cycle variability, ozone and climate. *Science*, **284**, 305–308.
- Shindell, D., G. Schmidt, M. Mann, D. Rind und A. Waple, 2001a. Solar forcing of regional climate during the Maunder Minimum. *Science*, **294**, 2149–2152.
- Shine, K. und J. Rickaby, 1989. Solar radiative heating due to the absorption by ozone. *Ozone in the Atmosphere, R.D. Bojkov and P. Fabian, Eds., Deepak, Hampton VA*, S. 597–600.
- Shine, K., M. Bourqui, P. de F. Forster, S. Hare, U. Langematz, P. Braesicke, V. Grewe, C. Schnadt, C. Smith, J. Haigh, J. Austin, N. Butchart, D. Shindell, W. Randel, T. Nagashima, R. Portmann, S. Solomon, D. Seidel, J. Lanzante, S. Klein, V. Ramaswamy und M. Schwarzkopf, 2003. A comparison of model-predicted trends in stratospheric temperatures. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *im Druck*.
- Simmons, A. und R. Strüfing, 1983. Numerical forecasts of stratospheric warming events using a model with a hybrid vertical coordinate. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **109**, 81–111.
- Siskind, D., J. Bacmeister, M. Summers und J. Russell, 1997. Two dimensional model calculations of nitric oxide transport in the middle atmosphere and comparison with Halogen Occultation Experiment data. *J. Geophys. Res.*, **102**, 3527–3545.
- Solanki, S. und Y. Unruh, 1998. A model of the wavelength dependence of solar irradiance variations. *Astron. Astrophys.*, **329**, 747–753.
- Soukharev, B. und L. Hood, 2001. Possible solar modulation of the equatorial Quasi-Biennial Oscillation: Additional statistical evidence. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14855–14868.

- Stenchikov, G., A. Robock, V. Ramaswamy, M. Schwarzkopf, K. Hamilton und S. Ramachandran, 2002. Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion. *J. Geophys. Res.*, **107(D24)**, 4803, doi:10.1029/2002JD002090.
- Stix, M., 2002. *The Sun: An Introduction*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Strobel, D., 1978. Parameterization of the atmospheric heating rate from 15 to 120 km due to O<sub>2</sub> and O<sub>3</sub> absorption of solar radiation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 6225–6230.
- Svensmark, H. und E. Friis-Christensen, 1997. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - a missing link in solar-climate relationships. *J. Atmos. Terrest. Phys.*, **59**, 1225–1232.
- Swinbank, R., W. Lahoz, A. O'Neill, C. Douglas, A. Heaps und D. Pod, 1998. Middle atmosphere variability in the UK Meteorological Office Unified Model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 1485–1525.
- Tett, S., G. Jones, P. Stott, D. Hill, J. Mitchell, M. Allen, W. Ingram, T. Johns, C. Johnson, A. Jones, D. L. Roberts, D. Sexton und M. Woodage, 2002. Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *J. Geophys. Res.*, **107(D16)**, doi:10.1029/2000JD000028.
- Thompson, D. und J. Wallace, 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.
- Thompson, D., M. Baldwin und S. Solomon, 2003. Stratospheric precursors of tropospheric climate anomalies in the Southern Hemisphere: 1979–2002. *Submitted to J. Atmos. Sci.*
- Thompson, L., E. Mosley-Thompson, M. Davis, K. Henderson, H. Brecher, V. Zagorodnov, T. Mashiotto, P.-N. Lin., V. Mikhaleiko, D. Hardy und J. Beer, 2002. Kilimanjaro ice core records: Evidence of Holocene climate change in tropical Africa. *Science*, **298**, 589–593.
- Tiedtke, M., W. Heckley und J. Slingo, 1988. Tropical forecasting at ECMWF: The influence of physical parametrisation on the mean structure of forecasts and analyses. *Q. J. R. Met. Soc.*, **114**, 639–666.
- Tinsley, B. und F. Yu, 2003. Atmospheric ionization and clouds as links between solar activity and climate. In „Solar variability and its effects on the Earth's atmospheric and climate system“, Eds. J. Pap et al., AGU Press, Washington, **25**, 19pp.
- Tourpali, K., C. Schuurmans, R. van Dorland, B. Steil und C. Brühl, 2003. Stratospheric and tropospheric response to enhanced solar UV-radiation: A model study. *Geophys. Res. Lett.*, **30(5)**, doi: 10.1029/2002GL016650.
- Tourre, Y., B. Rajagopalan, Y. Kushnir, M. Barlow und W. White, 2001. Patterns of coherent decadal and interdecadal climate signals in the Pacific basin during the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2069–2072.
- Unruh, Y., S. Solanki und M. Fligge, 2000. Modelling solar irradiance variations: Comparison with observations, including line-ratio variations. *Space Sci. Rev.*, **94**, 145–152.

- van Loon, H. und K. Labitzke, 2000. The influence of the 11-year solar cycle on the stratosphere below 30 km: A review. *Space Sci. Rev.*, **94**, 259–278.
- van Loon, H. und G. Meehl, 2003. A decadal solar effect in the tropics in July-August. *Submitted to J. Atm. Sol.-Terr. Phys.*
- van Loon, H. und D. Shea, 2000. The global 11-year signal in July-August. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2965–2968.
- Veryard, R. und R. Ebdon, 1961. Fluctuations in tropical stratospheric winds. *Meteor. Mag.*, **90**, 125–143.
- von Cossart, G. und J. Taubenheim, 1987. Solar cycle and long-period variations of mesospheric temperatures. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **49**, 303–307.
- Wang, X., X.-Z. Liang, M. Dudek, D. Pollard und S. Thompson, 1995. Atmospheric ozone as a climate gas. *Atmospheric Research*, **37**, 247–256.
- Weber, K., 2000. Der Einfluss der QBO auf den stratosphärischen Polarwirbel der Nordhemisphäre in einer Modellstudie. *Diplomarbeit im Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin*.
- Weiss, N. und S. Tobias, 2000. Physical causes of solar activity. *Space Sci. Rev.*, **94**, 99–112.
- Wetherald, R. und S. Manabe, 1975. The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2044–2059.
- White, W. und Y. Turre, 2003. Global SST/SLP waves during the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, **30(12)**, 1651, doi: 10.1029/2003GL017055.
- Williams, V., J. Austin und J. Haigh, 2001. Model simulations of the impact of the 27-day solar rotation period on stratospheric ozone and temperature. *Adv. Space Res.*, **27**, 1933–1942.
- Willson, R., 2001. The ACRIMSAT/ACRIM III experiment - extending the precision, long-term total solar irradiance climate database. *EOS*, **3(3)**, 14–17.
- Willson, R. und A. Mordinov, 2003. Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21 and 22. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1199–1202.
- WMO, 1986. World Meteorological Organization, Atmospheric Ozone 1985. *Global Ozone Res. and Monit. Proj., Geneva*, **Rep. 16/1**.
- WMO, 1999. World Meteorological Organization, scientific Assessment of Ozone Depletion 1998. *Global Ozone Res. and Monit. Proj., Geneva*, **Rep. 44**.
- WMO, 2003. Scientific assessment of stratospheric ozone: 2002, World Meteorological Organization. *Global Ozone Res. and Monit. Proj., Geneva*, **Rep. 47**.
- Wong, S. und W.-C. Wang, 2003. Tropical-extratropical connection in interannual variation of the tropopause: Comparison between NCEP/NCAR reanalysis and an atmospheric general circulation model simulation. *J. Geophys. Res.*, **108(D2)**, 4043, doi:10.1029/2001JD002016.

- Yoden, S., 1987. Bifurcation properties of a stratospheric vacillation model. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1723–1733.
- Yoden, S., T. Yamaga, S. Pawson und U. Langematz, 1999. A composite analysis of the stratospheric sudden warmings simulated in a perpetual January integration of the Berlin TSM GCM. *J. Met. Soc. Jap.*, **77**, 431–445.

# Abkürzungsverzeichnis

ACRIM	Activity Cavity Radiometer Irradiance Monitor
Al	chemisches Zeichen für Aluminium
AE	Astronomische Einheit
Ångström	$\text{\AA}=10^{-10} \text{ m}=0,1 \text{ nm}$
AO	Arctic Oscillation
BDZ	Brewer-Dobson Zirkulation
Be	Beryllium
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
C	Kohlenstoff
Ca	Calcium
CIRA	COSPAR International Reference Atmosphere
CMAM	Climate Middle Atmosphere Model
COSPAR	Committee on Space Research
ECHAM	ECMWF + HAMburg
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecasts
ENSO	El Nino Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Functions
EP	Eliassen-Palm-Fluss
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ERBS	Earth Radiation Budget Satellite
EURECA	EUropean REtrievable CARrier
Fe	Eisen
FUB	Freie Universität Berlin
GCM	General Circulation Model
GDAS	Global Data Assimilation System
GISS	Goddard Institute for Space Sciences (New York, USA)
GRIPS	GCM-Reality Intercomparison Project for SPARC
gpm	geopotentielle Meter
HALOE	Halogen Occultation Experiment
H	Wasserstoff
He	Helium
HIRS-2	High Resolution Infrared Radiation Sounder
IC	Imperial College for Science, Technology and Medicine (London, UK)
IR	Infrarot



K	Kelvin oder Kalium
Li	Lithium
MESA	Modellstudien zum Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima
Mg	Magnesium
Mikrometer	$\mu\text{m}=10^{-6}\text{m}$
MRI	Meteorological Research Institute (Tsukuba, Japan)
MSU	Microwave Sounding Unit
N	Stickstoff
Na	Natrium
NAM	Northern Annular Mode
NAO	North Atlantic Oscillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research (Boulder, Colorado, USA)
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NMC	National Meteorological Center
nm	Nanometer, $\text{nm} = 10^{-9}\text{m}$
MRZ	Mittlere Meridionale Restzirkulation
O	Sauerstoff
PNJ	„polar night jet“, Polarnachtstrahlstrom
QBO	Quasi-Biennial Oscillation
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
SAM	Southern Annular Mode
SAO	Semi-Annual Oscillation
SCOSTEP	Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics
SIM	Spectral Irradiance Monitor
SMM	Solar Maximum Mission
SO	Southern Oscillation
SOHO	Solar and Heliospheric Observatory
SOLICE	Solar Influences on Climate and the Environment
SOLSTICE	Solar Stellar Irradiance Comparison Experiment
SORCE	Solar Radiation and Climate Experiment
SOVA	SOLar VARIability experiment
SPARC	Stratospheric Processes and their Role in Climate
SSU	Stratospheric Sounding Unit
TEM	Transformed Eulerian Mean
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
TSI	Total Solar Irradiance
TIM	Total Irradiance Monitor
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
UGAMP	UK Universities Global Atmospheric Modelling Program
UKMO	United Kingdom Meteorological Office
UV	Ultraviolett
VIRGO	Variability IRradiance Gravity Oscillation
VIS	visible (sichtbar)
WMO	World Meteorological Organization
ZIB	Konrad-Zuse-Zentrum für Informationstechnik Berlin

# Anhang A

## A.1 Elektromagnetische Strahlung

Das Licht ist genau wie Radio-, Infrarot-, Ultraviolett-, Röntgen- oder Gammastrahlung elektromagnetische Strahlung. In der Quantenmechanik werden den Lichtteilchen oder auch Teilchen der elektromagnetischen Strahlung (Photonen oder Quanten) sowohl Teilchen- als auch Welleneigenschaften zugeordnet. Für die Wellenlänge  $\lambda$  und die Frequenz  $f$  gilt:

$$f \cdot \lambda = c, \quad (\text{A.1})$$

mit der Lichtgeschwindigkeit  $c=2,9979 \cdot 10^8$  m/s. Die Photonenenergie  $E$  ist wellenlängenabhängig:

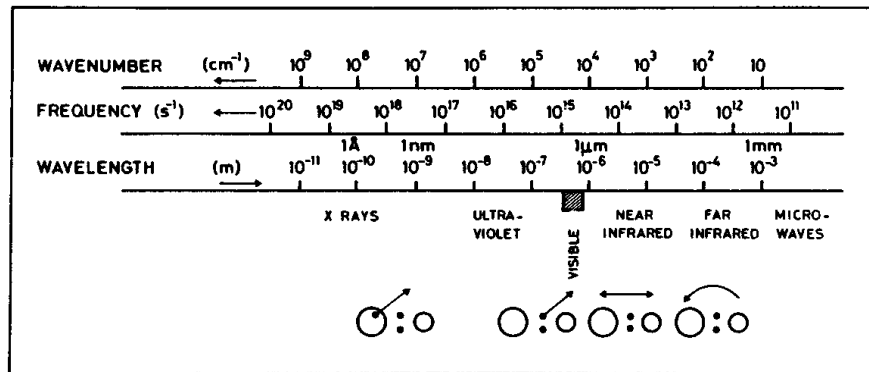
$$E = h \cdot f = \frac{h \cdot c}{\lambda}, \quad (\text{A.2})$$

mit dem Planckschen Wirkungsquantum  $h = 6,626 \cdot 10^{-34}$  Js. Da die Wellenlänge des Lichts im sichtbaren Spektralbereich vom roten zum violetten Ende abnimmt, müssen die Photonen des roten Lichts eine kleinere Quantenenergie haben als die des violetten Lichts (Lerner, 2000). Für Aufnahme oder Abgabe von Strahlung sind Vorgänge in der Elektronenhülle des Atoms maßgeblich. Die idealisierte Modellvorstellung des Bohrschen Atommodells (Niels Bohr, 1913) geht davon aus, dass sich negativ geladene Elektronen als klassische Teilchen auf Kreisbahnen um den positiv geladenen Atomkern bewegen. Diese Bewegung ist vergleichbar mit der Bewegung der Planeten um die Sonne, nur dass im Atomkern elektrostatische Anziehungskräfte die Rolle der Gravitationskraft übernehmen. Elektronen können sich nur auf diskreten Energieniveaus befinden, welches in Abb. A.1 beispielhaft für das Wasserstoffatom<sup>1)</sup> dargestellt ist. Im Grundzustand, dem Zustand geringster Energie, ist der Abstand zum Atomkern am geringsten und damit die Bindungsenergie am größten. Höhere Energieniveaus entsprechen Elektronenbahnen mit größerem Radius und damit geringerer Bindungsenergie an das Atom (d.h. größerer Energie bzgl. des Grundzustandes). Ein freies nicht an ein Atom oder Molekül gebundenes Elektron im Ruhezustand besitzt die Energie  $E=0$ . Atomelektronen streben immer einen Zustand möglichst geringer Energie, d.h. einen stabilen Zustand, an. Wenn ein Elektron in einem Atom von einem höheren Energiezustand in einen niedrigeren übergeht, wird die frei werdende Energiedifferenz in Form von elektromagnetischer Strahlung abgegeben, man spricht von Emission. Wird ein Elektron durch Energieaufnahme in ein höheres Energieniveau gehoben, man spricht auch von Absorption, so wechselt dieses Elektron sofort wieder auf ein energetisch

---

<sup>1)</sup>Das H-Atom besitzt nur ein Elektron und hat daher von allen Elementen das einfachste Spektrum (Gertsen, 1995).





**Abbildung A.2:** Spektrale Regionen und ihr Einfluss auf Moleküle (von links nach rechts): Ionisation, Dissoziation, Schwingung und Rotation (Brasseur und Solomon, 1984).

hin findet Dissoziation (Trennung)<sup>3)</sup> von Teilchen statt. Bei Molekülen können zusätzlich zu den Anregungen im Atom Rotationen oder Schwingungen angeregt werden. Auch diese Energiezustände sind gequantelt, d.h. es sind nur diskrete Niveaus möglich. Tritt zusätzlich zu einem Elektronensprung eine Änderung des Rotations- oder Schwingungsniveaus auf, kann die der Energieänderung entsprechende Wellenlänge im sichtbaren Bereich des Spektrums liegen. Der Einfluss der Spektralbereiche auf die Moleküle ist in Abb. A.2 dargestellt. Es gibt sowohl Emissions- als auch Absorptions-Molekül-Bandenspektren. Wie bereits erwähnt wurde, absorbieren Atome und Moleküle nur ganz bestimmte „passende“ Wellenlängen. Das bedeutet, dass bestimmte Moleküle ganz bestimmte Wellenlängenbereiche herausfiltern. CO<sub>2</sub> und H<sub>2</sub>O absorbieren in der Atmosphäre in gewissen Teilen des Infrarotbereiches sehr stark, während Ozon (O<sub>3</sub>) im wesentlichen für die UV-Absorption verantwortlich ist (vgl. auch Abschnitt 1.4.1, Abb. 1.18).

## A.2 Schwarzer Körper

Für einen schwarzen Strahler gilt, dass er die gesamte eintreffende Strahlung absorbiert. Sein Absorptionsgrad  $\alpha$ , das ist der Quotient aus absorbierter zu auffallender Strahlungsleistung, ist also eins. Das 1860 von G. R. Kirchhoff gefundene „Kirchhoffsche Gesetz“ besagt, dass ein Körper bei einer bestimmten Temperatur um so stärker Energie abstrahlt, je stärker er Strahlungsenergie absorbieren kann (eine Definition der wichtigsten Strahlungsgrößen ist in Tab. A.1 zu finden). Dies gilt für alle Wellenlängenbereiche (Bergmann et al., 1990):

$$M = \alpha M_s, \quad (\text{A.3})$$

Ein schwarzer Strahler besitzt demnach also auch das größte Emissionsvermögen. Kirchhoff gelangte auf der Suche nach einer vollkommen schwarzen Oberfläche zum Hohlraum, der ein

<sup>3)</sup> Das Auseinandernehmen oder -trennen von Molekülen durch Licht nennt man Photolyse. Bei der Photolyse wird ein Photon mit passender Energie absorbiert und das Molekül in einen angeregten Zustand versetzt:  $XY + h\nu \rightarrow XY^*$ . Ist dieser angeregte Zustand instabil, kann das Molekül auch in seine atomaren Bestandteile zerfallen:  $XY^* \rightarrow X + Y$ . Es kann auch zur Photoionisation kommen:  $XY^* \rightarrow XY^+ + e^-$  (Brasseur und Solomon, 1984).

Strahlungsgröße	Symbol	Einheit
Strahlungsenergie (durch Strahlung übertragene Energie)	$Q$	$J=Ws$
Strahlungsfluss/ Strahlungsleistung	$\Phi = dQ/dt$	$W$
Strahlstärke (Strahlungsfluss pro Raumwinkel $\Omega$ )	$I = d\Phi/d\Omega$	$Wsr^{-1}$
spezifische Ausstrahlung (engl. irradiance)	$M = d\Phi/dA$	$Wm^{-2}$
Strahldichte (engl. radiance)	$L = d^2\Phi/(dA \cos \vartheta d\Omega)$	$Wm^{-2}sr^{-1}$
spektrale Strahldichte	$L_\lambda = dL/d\lambda = d^3\Phi/(dA \cos \vartheta d\Omega d\lambda)$	$Wm^{-3}sr^{-1}$

**Tabelle A.1:** Definition der wichtigsten Strahlungsgrößen (aus Bergmann et al., 1990);  $\vartheta$ =Zenitwinkel (Winkel gebildet durch Flächennormale und Ausstrahlungsrichtung),  $\varphi$ =Azimutwinkel,  $d\Omega = \sin \vartheta d\vartheta d\varphi$ ,  $dA$ =strahlendes Flächenelement oder gedachte Fläche im Raum, die von Strahlung durchsetzt wird.

vollkommenes Absorptionsvermögen für alle Wellenlängen besitzt. Dieser sogenannte „Schwarze Körper“, „Schwarzer Strahler“ oder „Hohlraumstrahler“ wird bei der Messung von Temperaturstrahlung benutzt, um den Einfluss der Oberfläche auszuschalten. Nur der Hohlraumstrahler gibt wegen seiner vollständigen Lichtabsorption in einem großen Spektralbereich eine maximale Lichtemission. Die Strahlung, die aus der kleinen Öffnung eines Hohlraumes austritt, ist vollkommen unabhängig von dem Material und dem Absorptionsvermögen der Wände des Hohlraumes und nur eine Funktion der Temperatur des Hohlraumes (Bergmann et al., 1990). Die Lichtemission eines schwarzen Strahlers mit einer bestimmten Temperatur wird mit Hilfe eines Monochromators (Spektralapparates) gemessen. Dort wird die Strahlung in kleine Wellenlängenbereiche zerlegt, das entstehende monochromatische Licht auf eine kleine schwarze Fläche eines Thermoelementes gelenkt und letztendlich ein elektrischer Strom registriert. Gemessen wird also die spektrale Strahldichte  $L_\lambda$ , die über alle Wellenlängen integriert die Gesamtemission liefert (vgl. Stefan-Boltzmann-Gesetz Gl. A.11).

### A.3 Strahlungsgesetze

Das Spektrum eines schwarzen Strahlers folgt dem Planckschen<sup>4)</sup> Strahlungsgesetz:

$$L_\lambda = \frac{dL}{d\lambda} = \frac{c_1}{\lambda^5 \pi \Omega_0} \frac{1}{(e^{c_2/\lambda kT} - 1)}, \quad (A.4)$$

mit den beiden Strahlungskonstanten  $c_1 = 2\pi c^2 h = (3,7415 \pm 0,0003)10^{-16} Wm^2$  und  $c_2 = ch/k = (1,43879 \pm 0,00019)10^{-2} mK$ ;  $c$ =Vakuumlichtgeschwindigkeit;  $k$ =Boltzmann-Konstante;  $h$ =Planck-Konstante;  $\Omega_0 = 1sr$ . Durch Einsetzen der Konstanten  $c_1$  und  $c_2$  und Umschreiben ergibt sich:

<sup>4)</sup>1900, benannt nach Max Planck (1858-1947), der 1918 den Nobelpreis erhielt.

$$L_\lambda = \frac{dL}{d\lambda} = \frac{2c^2h}{\lambda^5\Omega_0} \frac{1}{(e^{hc/\lambda kT} - 1)}. \quad (\text{A.5})$$

In Gleichung A.4 und A.5 ist die Strahldichte  $L$  auf gleiche Wellenlängenintervalle bezogen. Will man die Strahldichte auf gleiche Frequenzintervalle beziehen, muss  $\lambda$  durch  $c/\nu$  und  $d\lambda$  durch  $(c/\nu^2)d\nu$  ersetzt werden:

$$L_\nu = \frac{dL}{d\nu} = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{(e^{h\nu/kT} - 1)}. \quad (\text{A.6})$$

Als Grenzfälle des Planckschen Strahlungsgesetzes lassen sich das Rayleigh-Jeans<sup>5)</sup> Gesetz und das Wiensche<sup>6)</sup> Strahlungsgesetz ableiten, welche schon länger als Teilnäherungen bekannt waren bevor sie sich als Grenzfälle des Planck-Gesetzes ergaben (Gerthsen, 1995). Für sehr kleine Frequenzen ( $h\nu \ll kT$ ) geht Gl. A.6 wegen  $e^{h\nu/kT} \approx 1 + h\nu/kT$  über in:

$$L_\nu = \frac{dL}{d\nu} = \frac{2\nu^2}{c^2} kT : \text{Rayleigh-Jeans Gesetz.} \quad (\text{A.7})$$

Dieses Gesetz ist eine gute Näherung für den langwelligen Anteil im Spektrum des schwarzen Strahlers. Die Kurven als Funktion der Frequenz beginnen auf der roten Seite als Parabeln. Im kurzwelligen Bereich, also für große Frequenzen, würde die Energiedichte unendlich werden (UV-Katastrophe), was natürlich nicht sein kann (Breuer, 1994; Gerthsen, 1995; Bergmann et al., 1990). Für  $h\nu$  gilt dagegen  $e^{h\nu/kT} \gg 1$  und aus Gleichung A.6 wird:

$$L_\nu = \frac{dL}{d\nu} = \frac{2h\nu^3}{c^2} e^{-h\nu/kT} : \text{Wiensches Strahlungsgesetz.} \quad (\text{A.8})$$

Das Gesetz beschreibt die Existenz des Maximums und gibt den kurzwelligen Anteil des Spektrums eines schwarzen Strahlers richtig wieder, versagt aber für den langwelligen Bereich völlig. Durch Nullsetzen der Ableitung nach  $\nu$  ( $dL/d\nu = 0$ ) ergibt sich aus Gl. A.6 das Wiensche<sup>7)</sup> Verschiebungsgesetz, welches das Maximum der schwarzen Strahldichte bei der Frequenz  $\nu_{max}$  angibt:

$$\nu_{max} = 1,04 \cdot 10^{11} T : \text{Wiensches Verschiebungsgesetz,} \quad (\text{A.9})$$

$$\text{oder als Wellenlänge ausgedrückt: } \lambda_{max} = \frac{b}{T}, \quad (\text{A.10})$$

mit der Wienschen Konstante  $b = 2,898 \cdot 10^{-3} mK$ . Das Maximum der Wellenlänge verhält sich also invers zur Temperatur: je größer die maximale Wellenlänge eines schwarzen Strahlers ist, desto geringer ist seine Temperatur. Die Sonne emittiert beispielsweise maximal bei einer Wellenlänge von 500 nm, das entspricht einer Frequenz von  $3,4 \cdot 10^{14}$  Hz. Mit Hilfe von Gl. A.9 ergibt sich die Temperatur ihrer sichtbaren Oberfläche, der Photosphäre, zu ca. 5.800 K (vgl. auch Abschnitt 1.2.2). Die Erdoberfläche hingegen zeigt ein Maximum bei einer sehr viel größeren Wellenlänge (ca. 10  $\mu m$ ) und mit Gl. A.9 ergibt sich eine sehr viel geringere Oberflächentemperatur von ca. 255 K (ca. -18°C). Der natürliche Treibhauseffekt sorgt dafür, dass die tatsächliche Temperatur der Erdoberfläche bei 289 K, also 15°C liegt.

<sup>5)</sup> 1900, benannt nach Lord Rayleigh (1842-1919) und James Jean (1877-1946)

<sup>6)</sup> 1896, benannt nach Wilhelm Wien (1864-1928)

<sup>7)</sup> 1893, benannt nach Wilhelm Wien

Die Gesamtenergiedichte in einem von schwarzer Strahlung erfüllten Hohlraum, über alle Frequenzen integriert, entspricht der Fläche unter der Planck Kurve (Abb. 1.14). Bis auf einen Faktor  $c$  ist diese mit der spezifischen Ausstrahlung des schwarzen Körpers identisch, d.h. mit der Energie, die ein  $m^2$  seiner Oberfläche in alle Richtungen abstrahlt. Das Stefan-Boltzmann<sup>8)</sup>-Gesetz beschreibt die Abhängigkeit der Gesamtenergiedichte von der 4. Potenz der Temperatur:

$$\int_0^\infty L_\nu d\nu = \sigma T^4. \quad (\text{A.11})$$

Den  $T^4$ -Anstieg mit der Temperatur kann man auch folgendermaßen verstehen: Die Fläche einer der Planck Kurve ähnlichen ergibt sich angenähert aus dem Produkt von Breite und Höhe. Die Höhe des Maximums ist nach Gl. A.9 proportional zu  $\nu_{max}^3$ , also  $T^3$ . Die Breite der Verteilung entspricht im Energiemaß ausgedrückt in etwa  $kT$  (Gerthsen, 1995).

---

<sup>8)</sup>Das Gesetz wurde 1879 von dem Wiener Physiker Josef Stefan (1835-93) bereits erkannt, allerdings als allgemeingültiges Gesetz für alle Strahler. Erst Ludwig Boltzmann (1844-1906) erkannte die Beschränkung auf den schwarzen Strahler (Bergmann et al., 1990).

# Danksagung

Ich möchte mich herzlichst bedanken bei:

Frau Professor Dr. Karin Labitzke, die mich in ihrer Arbeitsgruppe von Anfang an förderte, mir bereits früh die Teilnahme an internationalen Tagungen ermöglichte und sich immer sehr für meine Arbeit interessiert hat. Vielen Dank für die anregenden Diskussionen. Ich freue mich ganz besonders, dass sie mich trotz ihrer Pensionierung weiter betreut hat.

Frau Professor Dr. Karin Labitzke und Herrn Professor Dr. Ulrich Cubasch für die Begutachtung und das Interesse an dieser Arbeit.

Frau Privatdozentin Dr. Ulrike Langematz, die mich ebenfalls stets förderte, mich für die Modellierung begeisterte und mir ein eigenständiges Arbeiten ermöglichte. Vielen Dank für das entgegengebrachte Vertrauen bei der Projekt- und Workshoporganisation, die fachlichen Diskussionen und besonders für das sehr sorgfältige Korrekturlesen.

Herrn Dr. Kunihiko Kodera, der mir die Möglichkeit gab, im GRIPS-Projekt international mit vielen Kollegen zusammenzuarbeiten und der mich zweimal nach Japan einlud. Dort bekam ich neben dem Arbeiten im Ausland auch einen Einblick in die faszinierende japanische Tradition. „Domo arrigato gozaimas“ für die ergänzende Betreuung der Arbeit von nah und fern und für die vielen, vielen, anregenden Diskussionen. Vielen Dank auch an Michiko Kodera, die eine ausgezeichnete Fremdenführerin ist und immer weiß, wo es das beste Sushi gibt.

Meinen Berliner Kollegen, die eine sehr angenehme Atmosphäre in der Arbeitsgruppe geschaffen haben und mir in den letzten Zügen der Arbeit tatkräftig zur Seite standen. Besonders möchte ich mich bei Dr. Kirstin Krüger für das gründliche Korrekturlesen und die Aufmunterungen zwischendurch bedanken. Sie konnte besonders gut nachvollziehen, wie mir in den verschiedenen Phasen zumute war. Ein großes Dankeschön auch an Markus Kunze und Robert Reimer, die mir in allen computertechnischen Fragen immer zur Seite standen. Katja Grunow danke ich für das sorgfältige Korrekturlesen. Danke auch an Peter Mieth, Dr. Peter Braesicke und Dr. Katrin Nissen für die Diskussionen und den netten Austausch.

Meinen japanischen Kollegen, Dr. Yuhji Kuroda und Dr. Kiyotaka Shibata und vielen anderen, die mir meine Aufenthalte in Japan stets sehr angenehm gemacht haben. Sie waren immer gut für Überraschungen, wenn es um japanische Essgewohnheiten ging, die ich noch nicht kannte.

Frau Professor Dr. Lesley Gray, mit der ich im Rahmen des EU-Projektes SOLICE eng zusammenarbeite und die ebenfalls immer sehr großes Interesse an meiner Arbeit zeigt. Vielen Dank für die intensiven Diskussionen.



Dr. Anne Smith und Dr. Rolando Garcia, vom NCAR in Boulder, die mich bei der Beantragung des Stipendiums mit all ihren Mitteln unterstützten, sich sehr viel Zeit für persönliche Gespräche auf der IUGG-Tagung in Sapporo nahmen und mich in meinen Vorhaben bestärkten. Frau Professor Dr. Karin Labitzke und Herrn Dr. Kunihiro Kodaera möchte ich besonders für die Herstellung des Kontaktes zum NCAR und ihre Unterstützung danken. Herrn Professor Dr. Ulrich Cubasch möchte ich ebenfalls für die Unterstützung bei der Antragstellung ganz herzlich danken.

Herrn Jochen Rose, dem wissenschaftlichen Leiter der Wilhelm-Förster Sternwarte, der mir großzügig Literatur zur Verfügung stellte und mich hinter die Kulissen blicken ließ.

Den Personen, die Daten, Abbildungen und Literatur zur Verfügung stellten: Joanna Haigh, Judith Lean, Judit Pap und Klairie Tourpalie. Auch anderen Kollegen, wie Mark Baldwin, Lon Hood, John McCormack, Tatsuya Nagashima, Yoko Naito, Michael Palmer, David Rind, Murry Salby, Drew Shindell und Boris Soukharev möchte ich für interessante Diskussionen und einen regen Austausch danken.

Ganz besonders möchte ich mich bei meinen Eltern für ihre Hilfe und Unterstützung in allen Lebenslagen bedanken – es ist sehr schön, einen solchen Rückhalt in der Familie zu finden. Vielen Dank für das Korrekturlesen und die aufmunternden Worte in der letzten Zeit. Danken möchte ich auch meinen beiden Geschwistern, die Korrektur gelesen, mir ebenfalls immer Mut zugesprochen haben und Verständnis hatten, wenn ich mal wieder keine Zeit hatte – ich hole alles nach!

Bedanken möchte ich mich auch bei einigen anderen Personen in meinem Umfeld, die ebenfalls viel Verständnis hatten, wenn ich mal wieder arbeiten musste, und immer wussten, wie sie mich am besten und besonders in der Woche vor der Abgabe motivieren konnten.

Und zu guter Letzt, danke ich Christian ganz besonders dafür, dass er immer für mich da war und ist. Er hat mich trotz der vielen Arbeit im Referendariat immer unterstützt und damit ganz wesentlich zum Abschluss dieser Arbeit beigetragen. So wie wir den Mount Agung gemeinsam geschafft und einen wunderschönen Sonnenaufgang genossen haben, werden wir auch weiterhin gemeinsam unsere Vorhaben realisieren.